

УДК 551.7(4.7)

ПЕРИ-ГОНДВАНСКИЕ БЛОКИ В СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ¹

© 2021 г. Н. Б. Кузнецов¹, Т. В. Романюк², *

¹Геологический институт РАН,

д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,

д. 10, Б. Грузинская ул., 123242 Москва, Россия

*e-mail: t.romanyuk@mail.ru

Поступила в редакцию 31.08.2020 г.

После доработки 11.03.2021 г.

После повторной доработки 29.06.2021 г.

Принята к публикации 07.07.2021 г.

В статье проведен синтез результатов выполненного U–Pb датирования зерен детритового циркона (dZr) из верхнедокембрийских–фанерозойских толщ южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы, верхнедокембрийских и кембрийских–ордовикских толщ Южного Урала, ордовикской толщи Прикаспия, а также юрских грубообломочных и верхнетриасовых флишевых толщ Горного Крыма. Проведен сравнительный анализ спектров U–Pb возрастов dZr из исследуемых толщ с аналогичными данными, характеризующими песчаники верхнедокембрийских и кембрийских–ордовикских толщ, участвующих в строении Пери-Гондванских террейнов. Показано, что пояс Пери-Гондванских террейнов, известный в северных Аппалачах, Западной и Центральной Европе, Ближнем Востоке, Северной Африке и Аравии, протягивается в северное Причерноморье, Предкавказье и Прикаспий, слагая фундамент Скифской и Туранской эпипалеозойских платформ, и прослеживается далее на восток, до южного Зауралья, принимая участие в строении палеозоид южной части Урала.

Ключевые слова: Пери-Гондвана, Кадомская орогения, Пери-Гондванские террейны, Балтика, Восточно-Европейская платформа, Горный Крым, Прикаспий, Южный Урал, конец позднего докембрия, фанерозой, зерна детритового циркона, U–Pb изотопный возраст

DOI: 10.31857/S0016853X2104010X

ВВЕДЕНИЕ

Суперконтинент Родиния распался в раннем неопротерозое и начался новый цикл сборки следующего суперконтинента Пангеи. Полное вычленение палеоконтинента Балтика (докембрийский цоколь Восточно-Европейской платформы) из суперконтинента Родиния произошло в позднем неопротерозое. Затем в палеозое палеоконтинент Балтика вместе с другими северными континентальными тектоническими единицами вошел в состав палеоконтинента Аркт-Лавруссия, а затем после Уральской орогении в состав палеоконтинента Аркт-Лавразия, занимая в нем окраинное южное положение. Южные континентальные массы к позднему неопротерозою были объединены в палеоконтинент Гондвана, вся

северная окраина которого представляла собой протяженную надсубдукционную зону, тектономагматические события в которой в интервале 650–550 млн лет принято именовать кадомской аккреционной орогенией (рис. 1, а, б). Однако полный интервал надсубдукционной магматической активности по северной периферии Гондваны охватывал интервал не менее 750–450 млн лет. В позднем неопротерозое и палеозое южные и юго-западные окраины композитных континентов, в которые входила Балтика, и северную периферию Гондваны в разное время разделяли океаны Япетус, Реик и Палео-Тетис.

В течение палеозоя западная и южная окраина палеоконтинента Балтика – Балтийская часть композитных континентов, включающих Балтику, – постоянно наращивалась за счет аккреции террейнов, имеющих различное происхождение: или имевших первоначальную связь с Гондваной, или изначально сформированных во внутритрокеа-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X2104010X для авторизованных пользователей.

нических обстановках (вулканические дуги, океанические плато или реликты океанических бассейнов). Так, Авалонские террейны откололись от Амазонской и северо-западной Африканской частей, а Хансеатические и Кадомские (включая Арморику) — от северо-восточной Африканской и Аравийской частей Гондваны (см. рис. 1, в). При отколе Авалонских террейнов от палеоконтинента Гондвана открылся океан Реик, а при отколе Галатианских террейнов — океан Палео-Тетис. Позднее, в конце перми—триасе от восточной части Гондваны, в состав которой входили Северо-Китайский, Южно-Китайский, Таримский и Индокитайский блоки, откололись Киммерийские террейны, которые начали дрейфовать в сторону Балтийской части Аркт-Лавразии, что привело к открытию океана Нео-Тетис и закрытию Палео-Тетиса (рис. 2, а). Закрытие океана Палео-Тетис и формирование Палеотетической сутуры произошло в триасе—ранней юре [109].

К концу каменноугольного периода (~300 млн лет) западная, юго-западная и южная окраины Балтийской части Аркт-Лавразии были наращены широкой полосой террейнов, которые в течение каледонской, вариссийской, киммерийской и альпийской орогений были подвержены деформационной и метаморфической переработке (см. рис. 2, б). Некоторые террейны в настоящее время перекрыты мощным чехлом и недоступны прямому изучению, и в первую очередь это относится к большей части фундамента Скифской и Туранской платформ в южном обрамлении Восточно-Европейской платформы. Все это затрудняет определение первичной тектонической принадлежности террейнов традиционными геологическими методами.

Было предпринято несколько попыток найти типоморфные признаки Пери-Гондванских блоков для их типизации и определения их первичного тектонического положения в структуре Северной периферии позднепротерозойского композитного палеоконтинента Гондвана. В первых поисках признаков были использованы пря-

мые U—Pb изотопные датировки гранитоидов и их Sm—Nd изотопно-геохимические характеристики. Это позволило наметить различия между некоторыми Пери-Гондванскими коровыми блоками — блоками авалонского и кадомского типа [106].

В последние десятилетия в практику геологических исследований стремительно вошли методы и инструменты U—Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из осадочных толщ, а также определения Lu—Hf изотопно-геохимических и других характеристик этих датированных dZr [58, 88, 96]. Применение данных методов дало ранее недоступную возможность получать надежную информацию о возрасте и других характеристиках кристаллических комплексов, которые были первичными источниками изученных dZr. Получаемые датировки dZr из осадочной толщи в комплексе с другими данными позволяют идентифицировать первичные источники сноса вещества для изученной толщи и определять питающие провинции. Геологические комплексы (Кокчетавский массив), крупные коровые блоки (Пери-Гондванские террейны) или даже большие части континентов (Украинский щит) могут обладать совокупностью типичных и/или уникальных возрастных меток, а также других характеристик, которые являются провенанс-сигналом данного объекта и позволяют идентифицировать этот объект как возможный первичный источник изученных dZr.

Точную и наиболее надежную информацию о возрастах кристаллических комплексов фундамента дает их прямое геохронологическое датирование. Однако во многих регионах фундамента перекрыт мощным чехлом и недоступен таким исследованиям. Все же продукты эрозии комплексов фундамента таких регионов могли сохраниться в древних осадочных толщах; в этом случае идентификация провенанс-сигнала фундамента может дать информацию о возрастах слагающих его кристаллических комплексов. Зерна обломочного циркона в осадочных породах древних толщ также могут сохранять информацию о ком-

Рис. 1. Палеотектоническая реконструкция некоторых коровых блоков, входящих в строение южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. (а)—(в) — Реконструкция положения блоков: (а), (б) — авалонских и кадомских коровых блоков палеоконтинента Гондвана (по данным [86]); (в) — Пери-Гондванских блоков в конце ордовика (по данным [120]).

Блоки (террейны) — Галатианские: Ка — Камдо, СЗ — Сонглия-Зонгза, Ша — Шань;

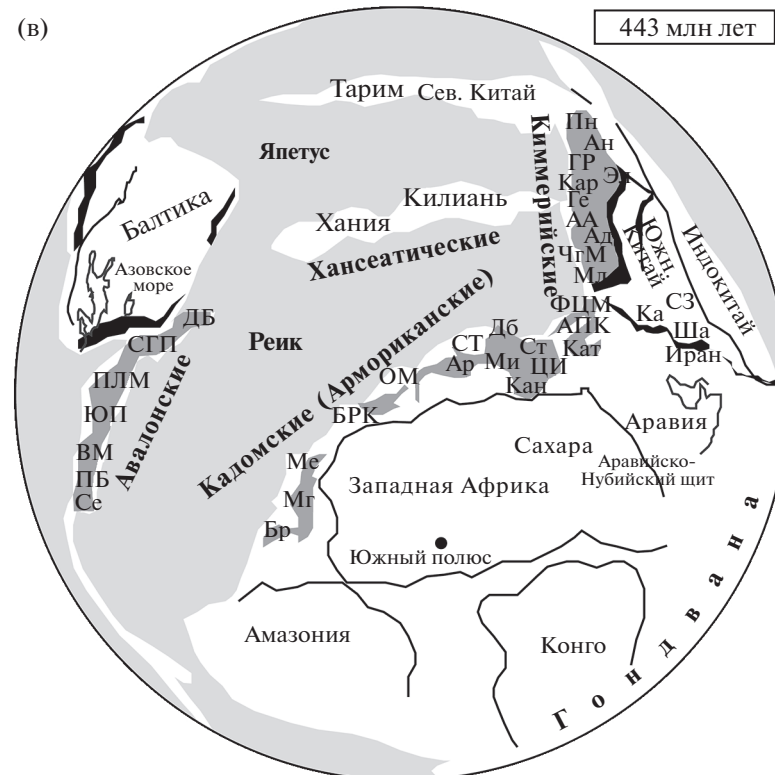
Мегумские: Бр — Брунвик, Ме — Морокканская Месета, Мг — Мегума;

Армориканские: БРК — Бетикс—Риф—Каббилс, ОМ — Оса-Морена, Ар — Арморика, СТ — Саксо-Тюрингия, Ми — Мизия, Дб — Добруджа, Ст — Стамбул;

Иберийские-Лигерианские: ЦИ — Центральная Иберия, Кан — Кантабрия, Кат — Каталония, АПК — Аквитания—Пиренеи и Корсика, ФЦМ — Французский Центральный массив, Мл — Молданубикум;

Внутриальпийские: ЧГМ — Черногория—Марина, Ад — Адрия, Сардиния и Внешние Динариды, АА — Австро-Альпийский, Ге — Гельвеция, Кар — Карпаты, Эл — Элениды, ГР — Гетия — Родопы, Ан — Анатолия, Пн — Понтиды (Каракая); **Авалонские:** Се — Сеульский, Пб — Прибрежный, ВМ — Восточная Месета, ЮР — Южная Португалия, ПЛМ — Пролив Ла-Манш, СГП — Средне-Германское поднятие, ДБ — Дасиды — Буковина.

1 — океан; 2 — суша; 3 — авалонские, кадомские (армориканские) и киммерийские террейны; 4 — орогены; 5 — некоторые современные географические контуры; 6 — субдукционные зоны; 7 — оси спрединга; 8 — трансформные границы



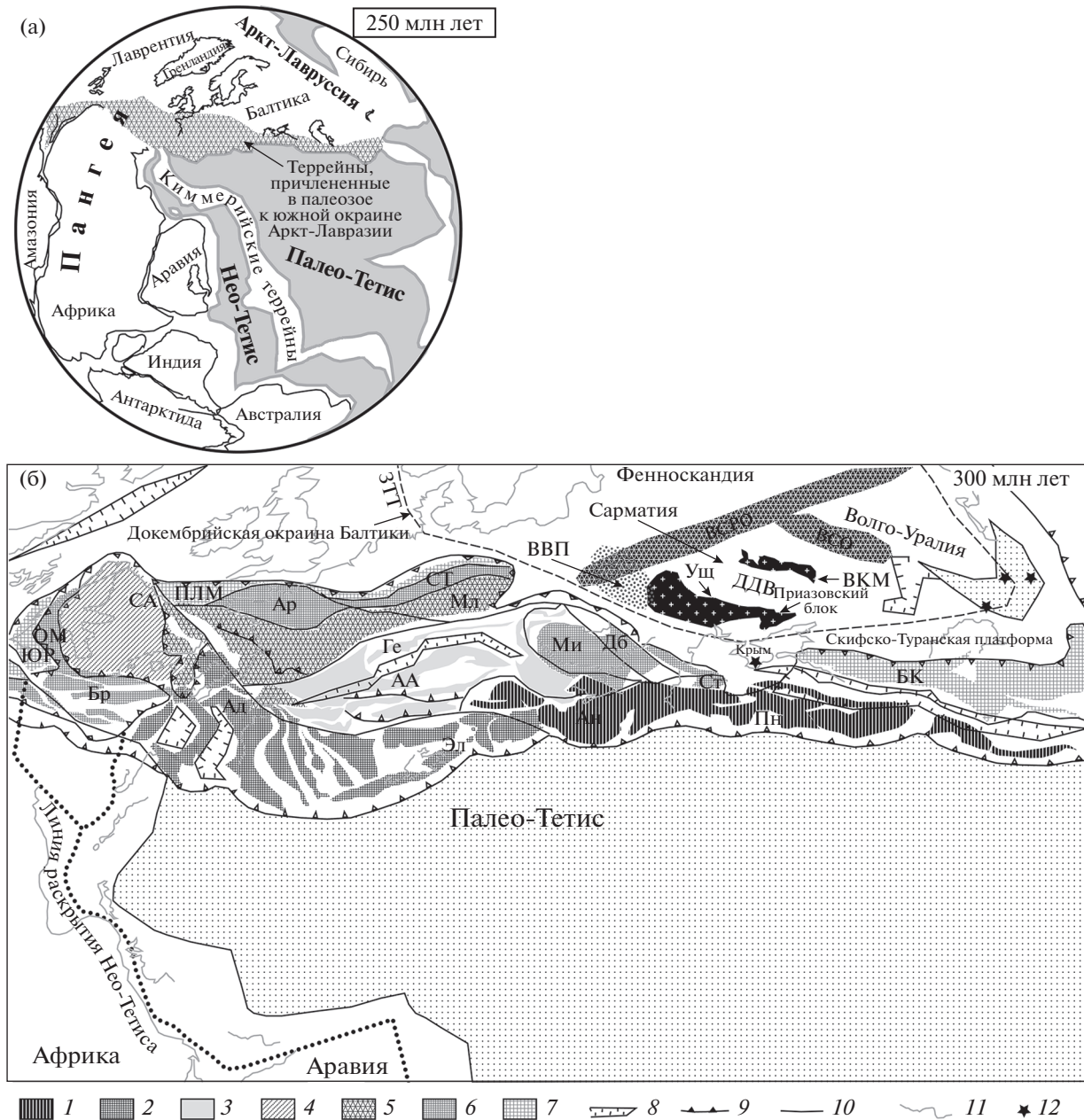


Рис. 2. Палеотектоническая реконструкция на рубеже ~250 млн лет (а) и ~300 млн лет (б) южного обрамления Восточно-Европейской платформы (по данным [101, 120]).

Причлененные коровые блоки: БК – Большой Кавказ.

Блоки (террейны) –

Галатианские: Ка – Камдо, СЗ – Сонглия-Зонгза, Ша – Шань;

Меумские: Бр – Брунвик, Ме – Морокканская Месета, Мг – Мегума;

Армориканские: БРК – Бетикс-Риф-Кабилс, ОМ – Оса-Морена, Ар – Арморика, СТ – Саксо-Тюрингия, Ми – Мизия, Дб – Добруджа, Ст – Стамбул;

Иберийские-Лигерианские: ЦИ – Центральная Иберия, Кан – Кантабрия, Кат – Каталония, АПК – Аквитания-Пиренеи и Корсика, ФЦМ – Французский Центральный массив, Мл – Молданубикум;

Внутриальпийские: ЧгМ – Черногория-Марина, Ад – Адрия, Сардиния и Внешние Динариды, АА – Австро-Альпийский, Ге – Гельвеция, Кар – Карпаты, Эл – Эллениды, ГР – Гетия-Родопы, Ан – Анатолия, Пн – Понтиды (Каракая);

Авалонские: Се – Сеульский, Пб – Прибрежный, ВМ – Восточная Месета, ЮР – Южная Португалия, ПЛМ – Пролив Ла-Манш, СГП – Средне-Германское поднятие, ДБ – Дасиды – Буковина;

Тектонические единицы в строении Восточно-Европейской платформы (ВЕП): Уш – Украинский щит, ВКМ – Воронежских кристаллический массив, ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина, ВСО – Волго-Сарматский ороген, ВСО – Волыньско-Среднерусский ороген, ВВП – Волынская вулканическая провинция, ТТЗ – зона Тейсейра-Торнквиста.

1–7 – Террейны: 1 – Галатианские, 2 – Мисеанские, 3 – Внутри-Альпийские, 4 – Иберийские, 5 – Лигерианские, 6 – Армориканские, 7 – Хансеатические; 8 – рифты, 9 – надвиги; 10 – разломы; 11 – современные географические контуры; 12 – локация в южном обрамлении ВЕП, где в осадочных толщах выполнено U–Pb датирование dZr

плексах, которые исчезли в процессе эволюции (были полностью эродированы, полностью метаморфически переработаны, затянуты в зоны субдукции и т.п.) и существование которых в настоящее время не может быть доказано другими методами. Поэтому прямые геохронологические исследования современного эрозионного среза фундамента и изучение его провенанс-сигнала в разные геологические эпохи дополняют друг друга. Сопоставление наборов значений возраста dZr из толщ разного возраста позволяет проследить эволюцию питающих провинций и существенно дополнить традиционные палеогеографические и палеотектонические реконструкции. В некоторых случаях такие исследования могут прояснить первичную тектоническую природу коровых блоков, недоступных прямым традиционным геологическим и геохронологическим исследованиям.

Применение современных методов и инструментов позволило надежно зафиксировать Пери-Гондванский провенанс-сигнал 750–450 млн лет и определить первичную тектоническую принадлежность Пери-Гондванских блоков в структуре северной окраины Гондваны [122] (рис. 3). Многомерный математический анализ позволил выявить типоморфные признаки в наборах возрастов dZr из обломочных пород фанерозойских толщ некоторых районов Аппалачей, каледонид и герцинид Западной Европы, структур западноевропейской, балканской, североафриканской и анатолийской частей Альпийско-Гималайского пояса. Это позволило с той или иной степенью уверенности отождествлять Пери-Гондванские блоки амазонско-западноафриканского или восточно-африканского-аравийского происхождения [122] (рис. 4).

За последние годы собран значительный по объему новый фактический регионально-геологический материал и в т.ч. материал о характере распределения U–Pb возрастов dZr из обломочных пород позднекембрийско-палеозойского стратиграфического диапозона чехла Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. В северо-восточной части Восточно-Европейской платформы и ее обрамления данные получены по рифейским и вендским толщам Тимана и Беломорья [27], а также кембрийским, ордовикским и девонским толщам Приладожья [28]. В восточном и юго-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы изучены рифейские, вендские и ордовикские толщи Башкирского поднятия, максютовский метаморфический комплекс поднятия Уралтау, ордовикские комплексы всех крупных тектонических зон Южного Урала и Центрального Казахстана, а также девонские и позднепалеозойские толщи в южной части Западного Урала, рифейские толщи Кокчетавского массива Центрального Казахстана [13, 16, 17, 31, 33–36, 40, 57, 68]. В южном обрамлении Восточ-

но-Европейской платформы изучены ордовикские образования Прикаспия, вскрытые скважиной Ордовикская-2, и мезозойские толщи п-ова Крым [48, 57, 61, 101] (Приложение 1: табл. 1, табл. 2, табл. 3). Недавно появились данные по перми, триасу и палеогену Русской плиты [1, 79].

В нашем обзоре приведена краткая характеристика строения Восточно-Европейской платформы и ее обрамления, представлены данные по референтным наборам возрастов (провенанс-сигналы) из фундамента Восточно-Европейской платформы, Гондванских структур и Кокчетавского массива Центрального Казахстана. Данные по этим референтным наборам использованы нами для сопоставления с аналогичными данными, характеризующими следующие комплексы южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы:

- ордовикские толщи Прикаспия;
- ордовикские толщи различных тектонических единиц Южного Урала;
- мезозойские обломочные породы Крыма;
- кристаллические комплексы Большого Кавказа.

В нашем исследовании мы попытаемся дать ответ на вопрос – образовались ли обломочные породы южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы исключительно за счет накопления продуктов эрозии комплексов, участвующих в строении Восточно-Европейской платформы и Центрального Казахстана, или в них присутствуют также продукты эрозии блоков Пери-Гондваны.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И СТРУКТУРЫ ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) – типичная структура с платформенным стилем строения. Для нее, как и для других подобных структур, характерно двучленное строение верхних уровней земной коры, где нижний структурный уровень – фундамент, верхний структурный уровень – чехол. На рубеже XX века Э. Зюсс, Э. Ог, А.П. Карпинский, А.Д. Архангельский первыми выделили структуры с платформенным стилем строения как самостоятельный класс крупных более 1000 км в поперечнике изометричных геологических структур [4, 23, 97, 123]. В качестве тектонотипа структур платформенного типа ими была принята именно Восточно-Европейская платформа. В 1930-х годах А.Д. Архангельский ввел понятия о древних и молодых платформах – к древним платформам относятся платформы с возрастом окончания формирования фундамента между ранним и поздним протерозоем [5].

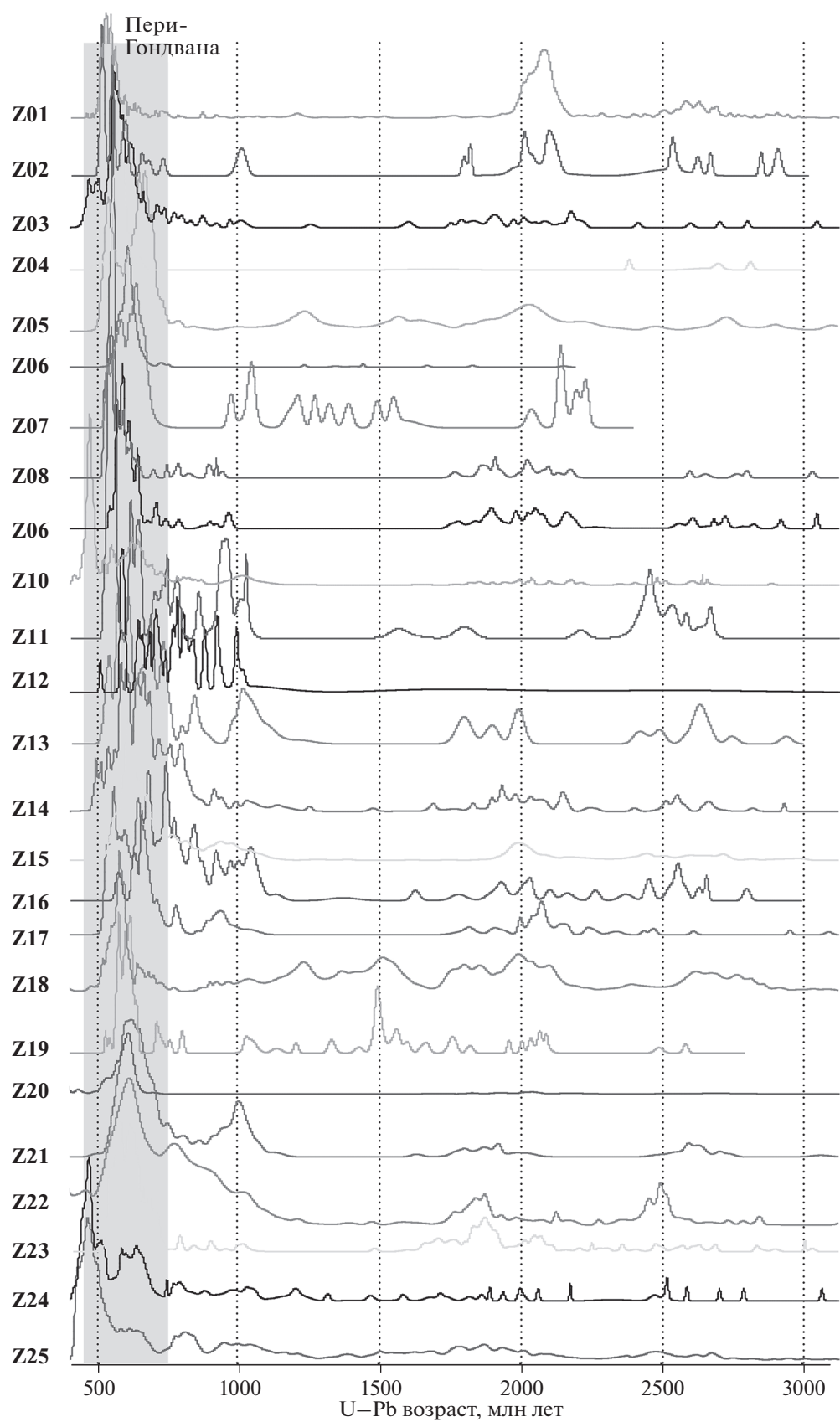


Рис. 3. Сводная схема кривых плотности вероятности (провенанс-сигналов) U–Pb-изотопных возрастов dZr из позд-недокембрийских и фанерозойских толщ северо-восточной части Северной Америки, Европы, Северной Африки, Причерноморья, Прикаспия и Ближнего Востока, в которых зафиксирован доминирующий Пери-Гондванский провенанс-сигнал 750–450 млн лет (см. Прилож. 1, исходные данные и ссылки).

Показаны только части кривых плотности вероятности для возрастов >400 млн лет:

Z01 – Иберийский п-ов, северо-западная часть, Z02 – Тюрингия, Срединно-Германский массив, Z03 – Бавария, Саксо-Тюрингская зона, Z04 – Шварцвальд, Z05 – Канада, Северные Аппалачи, Z06 – Канада, Ньюфаундленд, Z07 – Канада, Ньюфаундленд, Z08 – Португалия, зона Оса–Морена, Z09 – Германия, зона Эльбе, Z10 – Румыния, Южные Карпаты, Z11 – Сицилия, Z12 – Северные Апеннины, Z13 – Греция, Пелопоннес, Z14 – Иберийский п-ов, армориканские кварциты, Z15 – Иберийский п-ов, северо-западная часть, Z16 – Сардиния, Z17 – Марокко, Z18 – Румыния, Северная Добруджа, Z19 – Анатолийский п-ов, террейн Стамбул, Z20 – Анатолийский п-ов, Понтидский флиш, Z21 – Израиль и Иордания, Z22 – Иран, Z23 – Ливия, Z24 – Большой Кавказ, Z25 – Центрально-Кавказская депрессия.

В настоящее время представление о границе Восточно-Европейской платформы имеет отличия от первоначально определяемых ее ограничений [4] (рис. 5, а). На северо-востоке Восточно-Европейской платформы в пределах Тимано-Печорского региона граница проходит по Печорской (Припечоро-Илыч-Чикшинской) сутуре, по которой с платформой сочленены реликты северо-восточного крыла кембрийского Тиманского (Протоуральско-Тиманского) орогена. Печорская сутура трассируется по шельфу Баренцева моря на северо-восток до границы с северной частью со-

временного Атлантического океана, на юго-востоке она примыкает к зоне Главного Уральского разлома (Уральская сутура). Восточная граница Восточно-Европейской платформы проходит по северному и южному сегментам Уральской сутуры. Границей Восточно-Европейской платформы на юго-востоке является граница–раздел фундамента Прикаспийской впадины на Центрально-Прикаспийский и Восточно-Прикаспийский сегменты [39].

К западу от Прикаспийской впадины граница Восточно-Европейской платформы по геофизи-

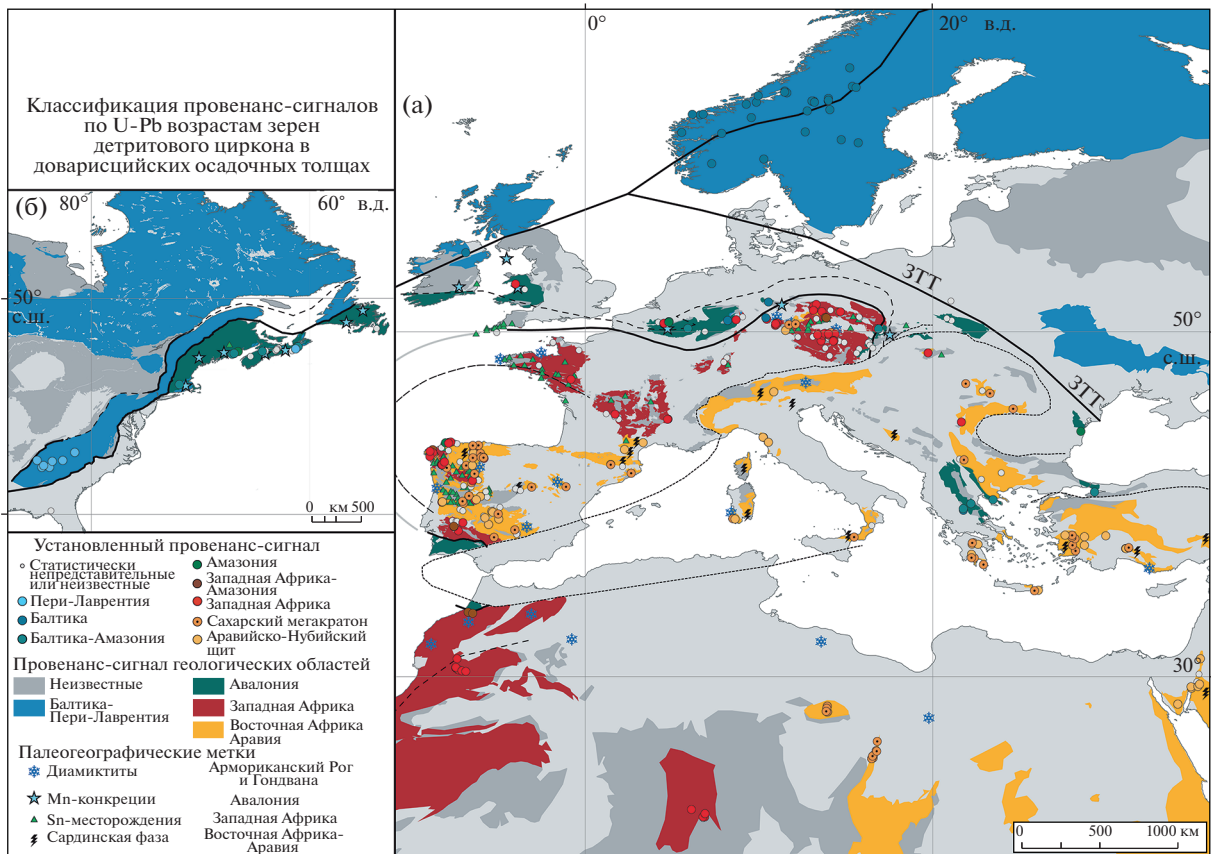


Рис. 4. Типизация реликтов Пери-Гондванских террейнов, распознанных в структуре Европы, Северной Африки и Ближнего Востока (а) и восточной и северо-восточной частей Северной Америки (б), по их первичному положению в структуре северной периферии палеоконтинента Гондвана, основанная на результатах U–Pb датирования dZr (по данным [122]).

Обозначено: ЗТТ – зона Тейсейра–Торнквиста.

ческим данным трассируется по южному краю Приазовского выступа, через Перекопский перешеек и Одесский шельф Черного моря к устью р. Дунай. Далее границей платформы является крупный разлом, который имеет название – линия Тейсейра–Торнквиста (Транс-Европейская сутурная зона) северо-западного простирания [72]. Северо-западное продолжение этой зоны, пересекая шельф Северного моря, упирается в современную границу Евразии – подножье континентального склона в Атлантическом океане. В современном структурном плане граница совпадает с зоной перехода между континентом Евразия и Атлантическим океаном, в древнем структурном плане она совпадает с корневой зоной Скандинавских каледонид.

Транс-Европейская сутурная зона (линия Тейсейра–Торнквиста) является ограничением Восточно-Европейской платформы только на участке от устья Дуная до области примыкания к ней границы Свеко-Норвежского домена Восточно-Европейской платформы, далее на северо-запад Транс-Европейская сутурная зона является ограничением палеоконтинента Балтика, но не Восточно-Европейской платформы. Северо-западная граница Восточно-Европейской платформы – это северо-восточная граница Свеко-Норвежского домена. Этот домен отличается от остальных структурных элементов фундамента Восточно-

Европейской платформы тем, что здесь распространены не раннедокембрийские кристаллические (гранито-метаморфические) образования, но позднедокембрийские – ранне- и среднерифейские (мезопротерозойские) кристаллические комплексы. Так, Транс-Скандинавский вулканоплутонический пояс, отделяющий этот домен от пространственно сопряженных с ним структурных элементов фундамента Восточно-Европейской платформы, сформирован 1.75–1.65 млрд лет [89, 115]. Следовательно, Свеко-Норвежский домен не является частью древней раннедокембрийской платформы, а представляет собой ее мезопротерозойское складчатое обрамление. Структурные элементы Свеко-Норвежского домена были пространственно совмещены со структурами, составляющими фундамент Восточно-Европейской платформы, в результате гренвильского тектогенеза, проявленного близко к рубежу одного миллиарда лет назад в процессе сборки суперконтинента Родиния. До этого рубежа древний цоколь Восточно-Европейской платформы состоял из протократонов Волго-Уралья, Фенноскандия и Сарматия, каждый из которых представлял собой коллаж архейских блоков, спаянных раннепротерозойскими складчатыми поясами [89].

Мы называем агломерат, состоящий из протократонов Волго-Уралья, Фенноскандия и Сарматия, палеоконтинентом Прото-Балтика (см.

Рис. 5. Тектоническая схема фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и структур ее обрамления.

Показано: граница ВЕП (линия красным); возраст магматитов, млрд лет (цифры черным). Обозначено: Вс – Валаамский силл; ВК – мафические комплексы около оз. Верхнее Куйто.

Плутоны: Ко – Коростеньский, КН – Корсунь-Новомиргородский, по [117]; НУ – Новоукраинский, по [121]; Ма – Мазуринский, Р – Рижский, В – Выборский, С – Салми, по [38].

Авлакогены и грабены: СР – Средне-Русский, ВО – Волянь-Орский, Па – Пачелмский, КБ – Камско-Бельский, СА – Серноводско-Абдулинский, М – Московский, В – Валдайский, Ла – Пашско-Ладожский, РСБМ – Рифтовая система Белого моря.

1–3 – палеозоиды складчато-надвиговых поясов, обрамляющих ВЕП: 1 – уралиды (Восточный Урал), 2 – варисциды (Западная и Восточная Европа), 3 – скандинавские каледониды (средние и верхние покровы);

4–5 – неоднородно метаморфизованные неопротерозойско–среднекембрийские комплексы: протоуралиды–тиманиды Западного Урала и Тимано-Печорско-Баренцевоморского региона и их возрастные аналоги Приуральской части ВЕП и Скандинавии (п-ов Финмаркен и нижние каледонские покровы) и кадомиды–авалониды южного и юго-восточного обрамления ВЕП: 4 – комплексы (протоуралид–тиманид): а – осадочные (преимущественно), б – вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные, 5 – Скифско-Туранская платформа;

6 – мезозойско–неопротерозойское выполнение рифтогенных структур в пределах ВЕП;

7–10 – мезозойско–неопротерозойские комплексы и редкие переработанные архейско–палеопротерозойские комплексы аккреционных и коллизионных поясов северо-западной и западной частей ВЕП: 7 – свекофено-норвежская орогения (~1.2–0.9 млрд лет), 8 – данополонская орогения (~1.47–1.42 млрд лет), 9 – телемаркская орогения (~1.52–1.48 млрд лет), 10 – готская орогения (~1.73–1.55 млрд лет);

11–16 – палеопротерозойские и архейские комплексы Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии: 11 – Лапландско-Кольский ороген (~2.0–1.9 млрд лет), 12 – Средне-Русский ороген (~1.8–1.7 млрд лет), 13 – Волго-Сарматский ороген (~2.1–2.0 млрд лет), 14 – недифференцированные протерозойские комплексы Фенноскандии, 15 – недифференцированные протерозойские комплексы Сарматии и Волго-Уралии, 16 – недифференцированные архейские комплексы (~3.70–2.50 млрд лет);

17 – сутуры вдоль внешней границы докембрийского остова ВЕП (Балтики), границы блоков внутри ВЕП, границы мезозойских и неопротерозойских (1.6–0.8 млрд лет) рифтов и авлакогенов: а – главные разломы, б – их предполагаемые продолжения;

18 – контуры обнажений тиманид и протоуралид и их аналогов в пределах Западного Урала, Тимана, Пай-Хоя, архипелага Новая Земля, о-вов Кильдин и Амдерма, п-овов Средний, Рыбачий, Варангер и Финмаркен;

19 – анортозит–гранитные (рапакиви-подобные) плутонические ассоциации и А-граниты;

20 – офиолиты, базальтоиды, габброиды, мафические дайковые комплексы;

21 – места отбора проб из обломочных толщ, для которых выполнено U–Pb датирование dZ

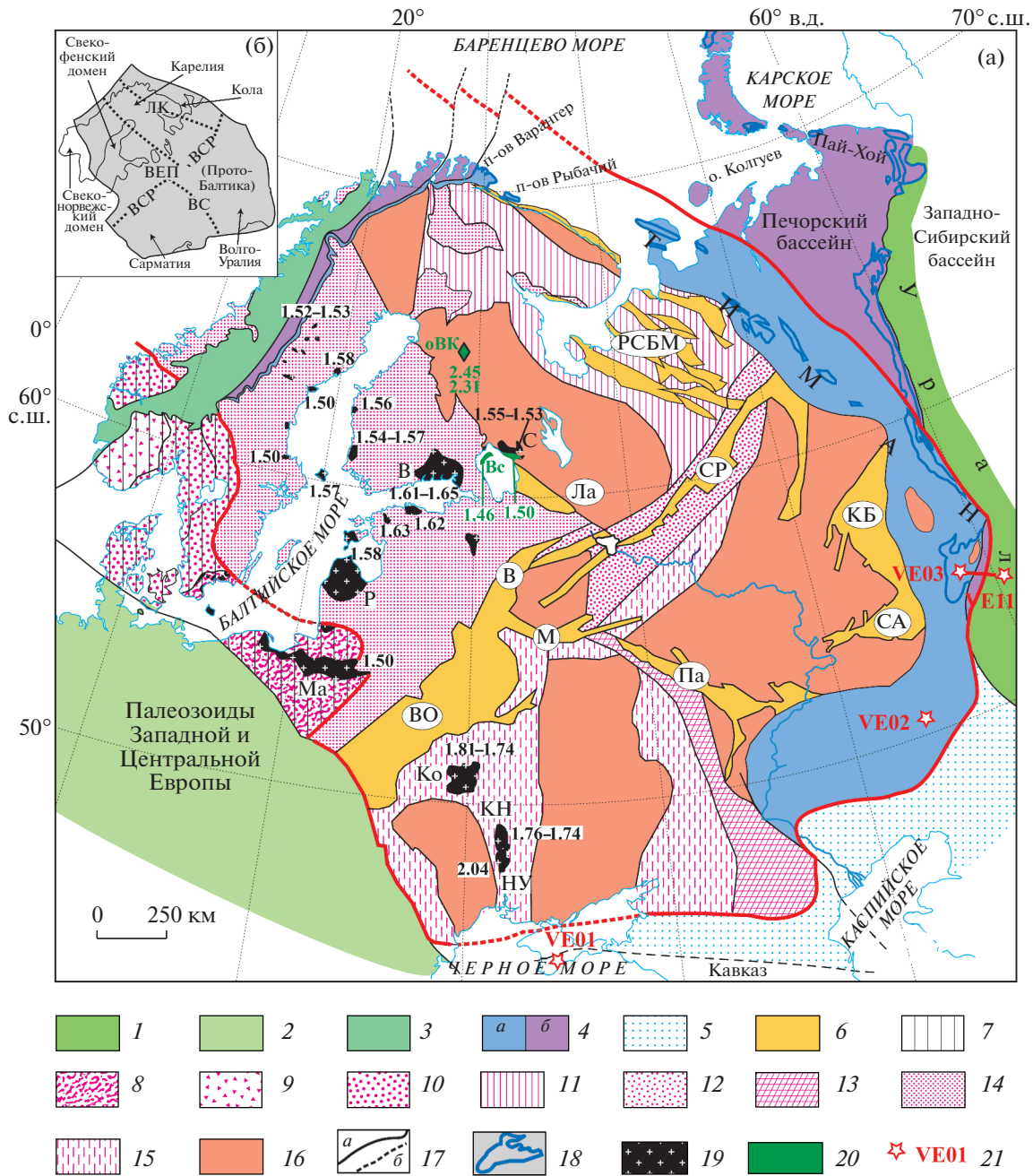


рис. 5, б). Однако в момент вхождения Прото-Балтики в Родинию размеры Прото-Балтики могли быть, существенно большими, за счет периферических частей, которые впоследствии откололись от нее при эпигренвилевском рифтогенезе, приведшем к распаду Родинии и выделению из нее Балтики. Наше мнение основано на том, что в современной структуре Восточно-Европейской платформы по ее внешней периферии развиты реликты рифтогенных структур, у которых сохранились только те части, которые соответствуют бортам, структурно и пространственно со-

пряженным с палеоконтинентом Балтика. Например, такими структурами являются раннерифейский Навышский рифт на севере Южного Урала и средне-раннерифейская рифтовая система Белого моря на северо-востоке Восточно-Европейской платформы, реликты которых фактически маркируют собой восточную и северо-восточную границы Балтики, соответственно. Аналогичная структура – Волынская вулканическая провинция и ее юго-восточное продолжение Волынско-Подольско-Молдавский бассейн, расположенный вдоль современной юго-западной

окраины Сарматской части Восточно-Европейской платформы. Бассейн выполнен мощными неопротерозойскими рифтовыми вулканогенными и осадочно-вулканогенными последовательностями, маркирующими собой обстановки растяжения, сопровождающие распад суперконтинента Родиния [6, 7, 14, 112]. Мы полагаем, что архейские протократоны Волго-Уралия, Кола и Сарматия во время вовлечения их в палеоконтинент Родиния имели большие размеры по сравнению с современными одноименными блоками фундамента Восточно-Европейской платформы, т.е. фактически существовали Большая Волго-Уралия, Большая Кола и Большая Сарматия, от которых в процессе распада Родинии были отторжены крупные фрагменты. Таким образом, Прото-Балтика – это древний раннедокембрийский цоколь Восточно-Европейской платформы, который отличается от Балтики отсутствием Sveco-Norwegian домена, но большими по размеру Волго-Уралией, Колой и Сарматией.

Структуры обрамления Восточно-Европейской платформы:

- на северо-востоке – тиманиды (реликты кембрийского орогена Протуралид-Тиманид [26]);
- на востоке – уралиды (реликты Уральского поднепалеозойского орогена);
- на юге и юго-востоке – герциниды Скифской и Туранской эпигерцинских платформ;
- на юго-западе (к западу от линии Тейсейра–Торнквиста) – палеозоиды Центральной Европы;
- на западе – гренвиллиды (мезопротерозойские комплексы Sveco-Norwegian домена [89, 115]);
- на севере и северо-западе – Скандинавские каледониды (фрагменты Скандинавско-Гренландского каледонского орогена).

РЕФЕРЕНТНЫЕ НАБОРЫ ВОЗРАСТОВ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕ ПРОВЕНАНС-СИГНАЛЫ РАЗЛИЧНЫХ ЧАСТЕЙ ПАЛЕОКОНТИНЕНТОВ ГОНДВАНА, БАЛТИКА И КАЗАХСТАН

На юге и юго-востоке, Восточно-Европейская платформа структурно и пространственно сопряжена с эпигерцинскими Скифской и Туранской молодыми платформами, южные края которых в разной степени переработаны киммерийским и альпийским тектогенезом. В структуре их герцинского фундамента участвуют блоки, сложенные докембрийскими (скорее всего позднедокембрийскими) кристаллическими образованиями [22]. Почти везде фундамент Скифской и Туранской платформ перекрыт мощным чехлом и недоступен для прямого изучения. Поэтому представления о тектонической природе и вещественном составе блоков, участвующих в его строении, осно-

ваны на изучении очень небольших по площади выступов складчатого основания Скифской платформы на Большом Кавказе, данным единичных глубоких скважин, достигнувшем коренных пород в Степном Крыму, Прикаспии и Предкавказье, а также на геофизических данных.

Первичными источниками циркона для изученных нами обломочных толщ, распространенных в южном и юго-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы, могли быть кристаллические комплексы различных частей фундамента Восточно-Европейской платформы (палеоконтинента Балтика), Казахстана (Казахстанского палеоконтинента), Скифской и Туранской платформ (Пери-Гондванских террейнов), а вторичными источниками – древние осадочные толщи всех этих тектонических единиц, для которых далее будут последовательно описаны референтные наборы возрастов dZr .

Структуры Восточно-Европейской платформы, палеоконтинента Гондвана и Центрального Казахстана

Восточно-Европейская платформа. К настоящему времени строение фундамента Восточно-Европейской платформы и возрасты слагающих его кристаллических комплексов достаточно детально изучены (рис. 6, а). В продуктах эрозии фундамента Восточно-Европейской платформы представлены две популяции циркона с возрастными:

– более 2.5 млрд лет, первичными источниками которых были архейские протократоны;

– 1.65–2.2 млрд лет, первичными источниками которых были раннепротерозойские орогены – Волго-Сарматский, Лапландско-Кольский, Волыно-Среднерусский и магматические комплексы внутриплитного происхождения [38, 89]. Наиболее полно геохронологически изучены комплексы Фенноскандии и Сарматии, фундамент которых доступен непосредственному изучению на Балтийском и Украинском щитах и в Воронежском кристаллическом массиве. В меньшей степени изучена Волго-Уралия, поскольку ее фундамент почти везде перекрыт мощным чехлом. Он обнажен только в Тараташском выступе Башкирского поднятия на западе северной части Южного Урала и в нескольких локациях вскрыт бурением. Однако представление о наборе возрастов кристаллических комплексов Волго-Уралии дают результаты U–Pb датирования dZr из разных стратиграфических уровней типового разреза рифея Башкирского поднятия, сложенных эрозионными продуктами Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы [31, 33–35, 57, 58] (рис. 7). Совокупные данные по всем рифейским толщам Башкирского поднятия представляют собой референтный возрастной набор,

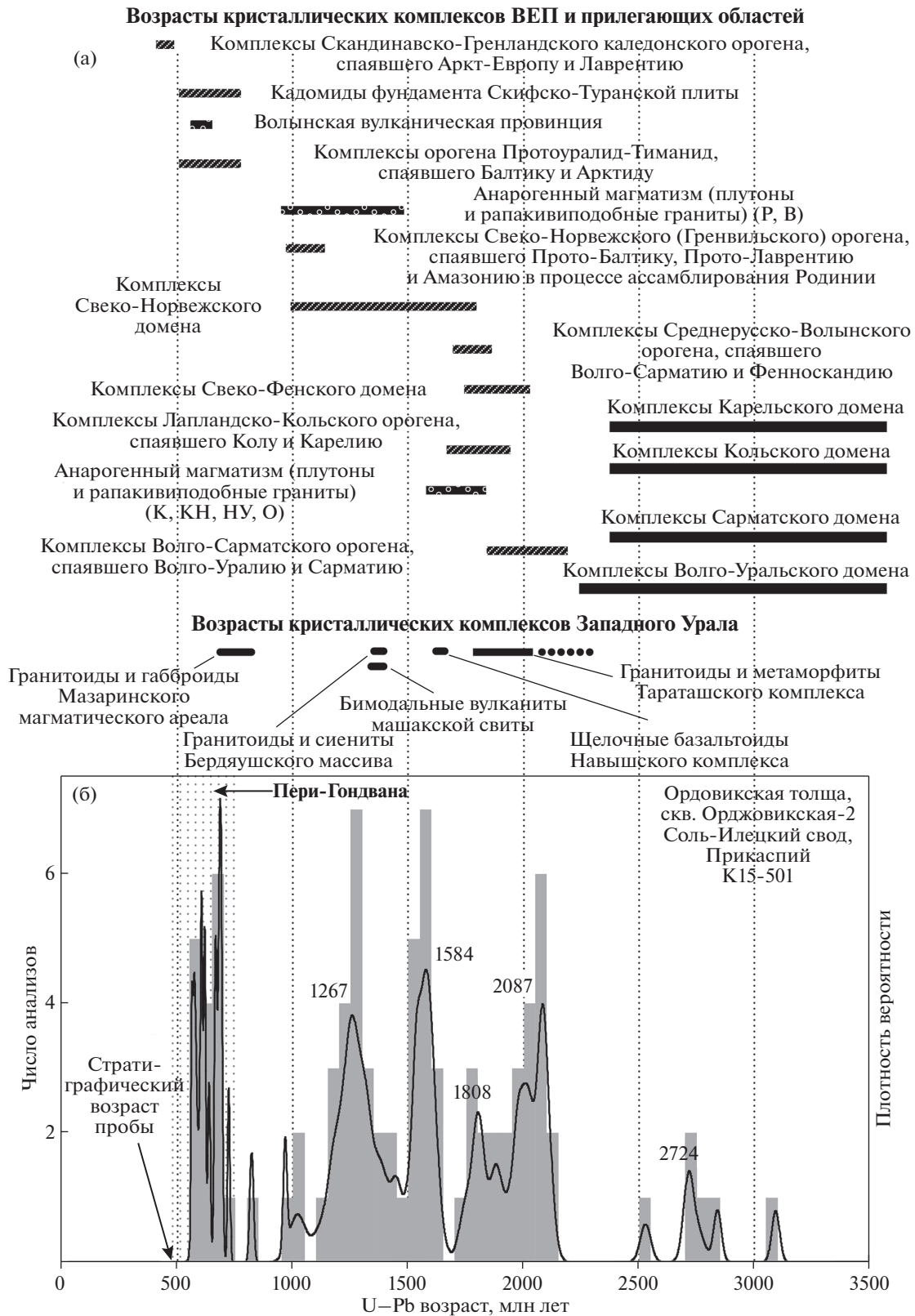


Рис. 6. (а) – Возрастные диапазоны комплексов потенциальных источников сноса, участвующих в строении фундамента Восточно-Европейской платформы и структур ее обрамления (по [1, 33, 57, 61, 101], с изменениями и дополнениями); (б) – гистограмма и кривая плотности вероятности для U–Pb изотопных возрастов dZr из пробы K15-501. На (а) – Анорогенные плутоны: В – Выборгский; К – Коростеньский, КН – Корсунь-Новомиргородский, НУ – Новоукраинский, О – Октябрьский, Р – Рижский.

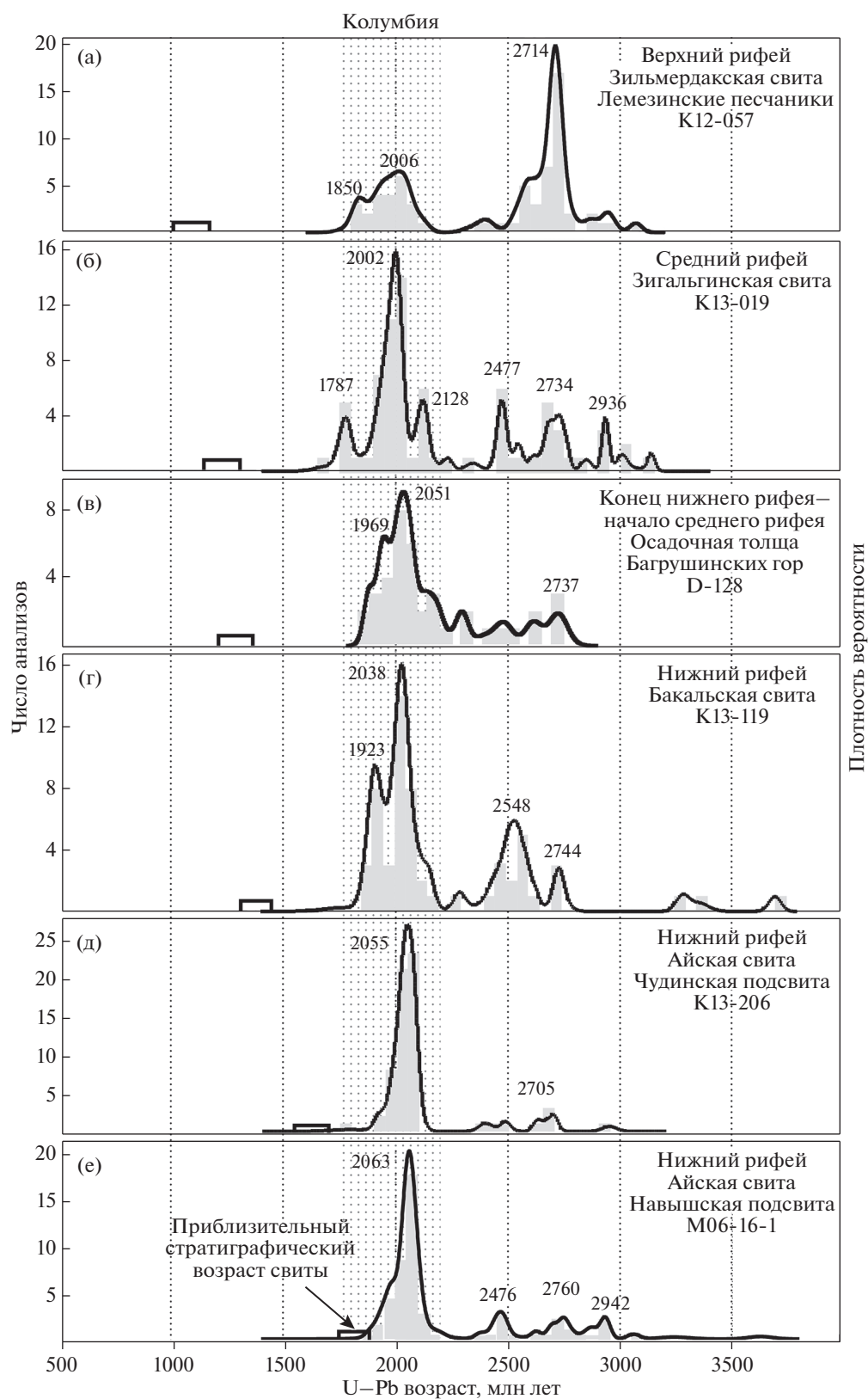


Рис. 7. Гистограммы и кривые плотности вероятности для U–Pb изотопных возрастов dZr из обломочных пород разных стратиграфических уровней сводного типового разреза рифея Башкирского поднятия. (а) – по [57]; (б) – по [31]; (в) – по [60]; (г) – по [58]; (д) – по [58]; (е) – по [33, 58].

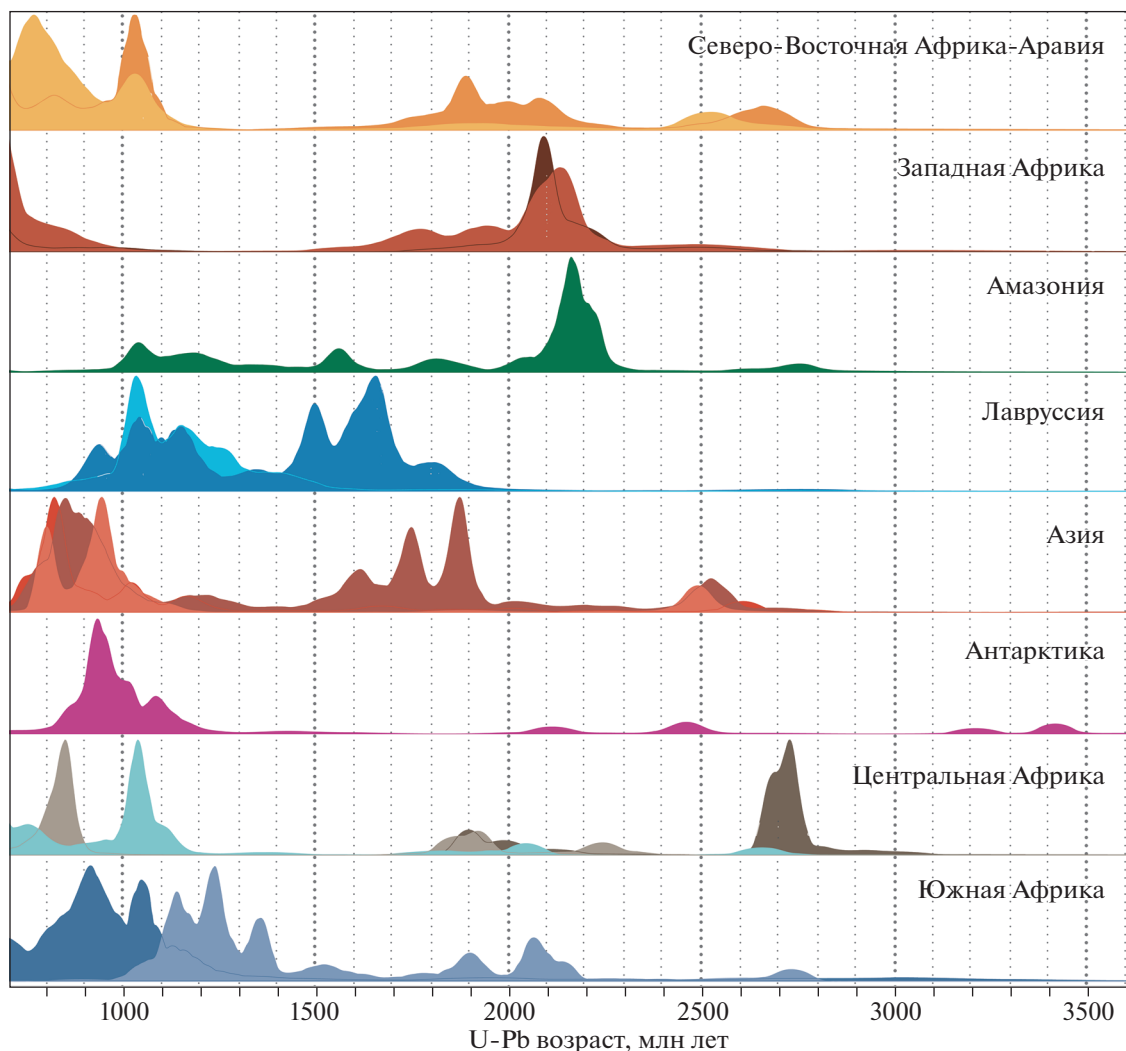


Рис. 8. Кривые плотности вероятности для докадомских U–Pb изотопных возрастов dZr в Пери-Гондванских блоках разной тектонической принадлежности (по данным [122]).

характеризующий Волго-Уральскую питающую провинцию.

Палеоконтинент Гондвана. Для всех Пери-Гондванских блоков установлено, что в структуре их основания есть кристаллические комплексы с позднепротерозойско–раннекембрийскими возрастами 750–450 млн лет, а осадочные фанерозойские чехлы, налегающие на кристаллические комплексы этих блоков и сложенные продуктами их размыва, содержат многочисленные популяции dZr позднепротерозойско–раннекембрийского возраста (Пери-Гондванский провенанс-сигнал) (см. рис. 3). Популяции dZr такого возраста – универсальный показатель принадлежности коровых блоков к Пери-Гондване. При этом по результатам изучения детритового циркона из позднекембрийских и фанерозойских толщ восточной и северо-восточной частей Северной Америки, Европы, Северной Африки, Кавказа и Ближнего Востока надежно показано,

что более древние популяции dZr в Пери-Гондванских террейнах разной тектонической принадлежности, существенно различаются [122] (рис. 8). В частности, для осадочных толщ блоков из Амазонской и Западно-Африканской частей Гондваны (авалонские террейны) характерно отчетливое доминирование dZr с возрастными 2.0–2.3 млрд лет над всеми другими группами dZr и очень низкая представительность dZr с архейскими возрастными. В противоположность этому, в осадочных толщах из блоков северо-восточной Африканской и Аравийской частей Гондваны (кадомские террейны) превалируют позднепротерозойские и неопротерозойские dZr при заметной доле неоархейских и средне- и позднепалеопротерозойских dZr.

Помимо Пери-Гондванских террейнов, в обрамлении Восточно-Европейской платформы есть только две области, крупнообъемные кристаллические комплексы которых могут быть

первичными источниками массового циркона с возрастaми 750–500 млн лет – это тиманиды северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы и Волынская вулканическая провинция в ее юго-западной части (см. рис. 2, а, б). При этом возрастной интервал тиманид почти тождествен кадомидам, но возрастной интервал комплексов Волынской вулканической провинции значительно более узкий – только 530–560 млн лет. Поэтому, фиксация Пери-Гондванского провенанс-сигнала в осадочных толщах юга и юго-востока Восточно-Европейской платформы при исключении тиманид и Волынской вулканической провинции – двух структур как источников циркона с возрастaми 750–500 млн лет, – это маркер присутствия в питающих провинциях Пери-Гондванских террейнов.

Центральный Казахстан. В структуре палеозоид Кокчетавского массива Центрального Казахстана, сопряженного с дальними восточными зонами Южного Урала, участвуют докембрийские кристаллические комплексы, верхнерифейские слабо-метаморфизованные кварцитовые толщи и палеозойские чехлы, разрезы которых начинаются с терригенных толщ ордовика [15]. Результаты изучения детритового циркона из рифейских кварцитов и ордовикских песчаников дают представление о диапазоне возрастов подстилающих их кристаллических комплексов и в совокупности позволяют сформировать референтный набор, характеризующий Кокчетавскую питающую провинцию не только по данным U–Pb датирования, но и данным по Hf изотопии [16, 17, 100] (рис. 9).

К настоящему времени накоплен репрезентативный объем геохронологических данных, которые позволяют реконструировать главные этапы формирования гетерогенной континентальной коры Казахстана [94]. В соответствии с этими данными, Кокчетавский микроконтинент, который составляет ядро эпи-палеозойского Казахстанского палеоконтинента, образован из ювенильного материала позднепротерозойских и мезопротерозойских внутри-океанических дуг. Самый ранний надежно зафиксированный магматический эпизод (K1) датируется как 1.9–1.65 млрд лет, следующий эпизод (K2) длился как минимум от 1.5 до 1.0 млрд лет. Его конечная фаза 1.2–1.0 млрд лет известна как Таримская орогения, реликты которой сохранились на территории Северного Казахстана (Северо-Казахстанская тектоническая зона) [15, 16, 94, 100].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ СТРУКТУР ЮЖНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Нами проведен анализ изучения dZr из песчаников ордовикских толщ Прикаспия и разных

тектонических единиц Южного Урала, обломочных мезозойских пород Крыма, а также циркона из кристаллических комплексов Большого Кавказа.

Прикаспий

В последнее десятилетие значительный вклад в исследование строения Прикаспийской впадины и ее структурного основания внесены работами Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа, М.П. Антипова [39, 51]. На севере Прикаспия в строении нижних уровней чехла и фундамента выделен Соль-Илецкий блок. Фактически это крайняя юго-восточная часть Восточно-Европейской платформы, граничащая с Прикаспийской впадиной и Предуральским прогибом. Ордовикские образования здесь залегают на глубинах 2.5–3 км под верхнедевонскими и более молодыми отложениями и вскрыты многими скважинами (рис. 10). Ордовикский разрез имеет трехчленное строение и мощность более 2000 м. Его верхняя часть представлена аргиллитами, алевролитами и песчаниками, в средней части преобладают песчаники, иногда переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами, а нижняя – сложена кварцитовидными песчаниками [51]. Ордовикский возраст пород подтвержден находками органических остатков [78]:

- акритархами среднего-позднего ордовика (скв. № 28-Краснохолмская и № 16-Красноярская);

- трилобитами среднего ордовика (скв. № 1-Красноярская);

- конодонтами и хитинозоями раннего-среднего ордовика (скв. № 102-Западно-Оренбургская);

- брахиоподами ордовика (№ 17-Ордовикская).

В скв. № 1-Ордовикская и № 2-Ордовикская органических остатков в ордовикских породах не обнаружено. Отнесение этих пород к ордовикам проведено на основе сейсмо-стратиграфических и литологических корреляций [51]. Ордовик налегает здесь на рифейско–нижневендские терригенные толщи (скважины № 619-Салмышская, №№ 301-, 307-, 311-Ольшанские, № 1-Ордовикская) и на раннедокембрийские метаморфические образования (скв. № 77-Землянская) [2, 51].

Для определения тектонической природы питающих провинций, продуктами эрозии которых сложен терригенный ордовик Соль-Илецкого блока, нами изучены dZr из песчаников, вскрытых скв. № 2-Ордовикская на глубине 3439.7 м (проба K15-501). Возраст изученных dZr составляет, по [32, 59]:

- минимальный 561 ± 4 млн лет ($D = 1.07\%$);

- максимальный 3092 ± 17 млн лет ($D = 2.17\%$).

На кривой плотности вероятности (КПВ) фиксируются следующие пики, подкрепленные

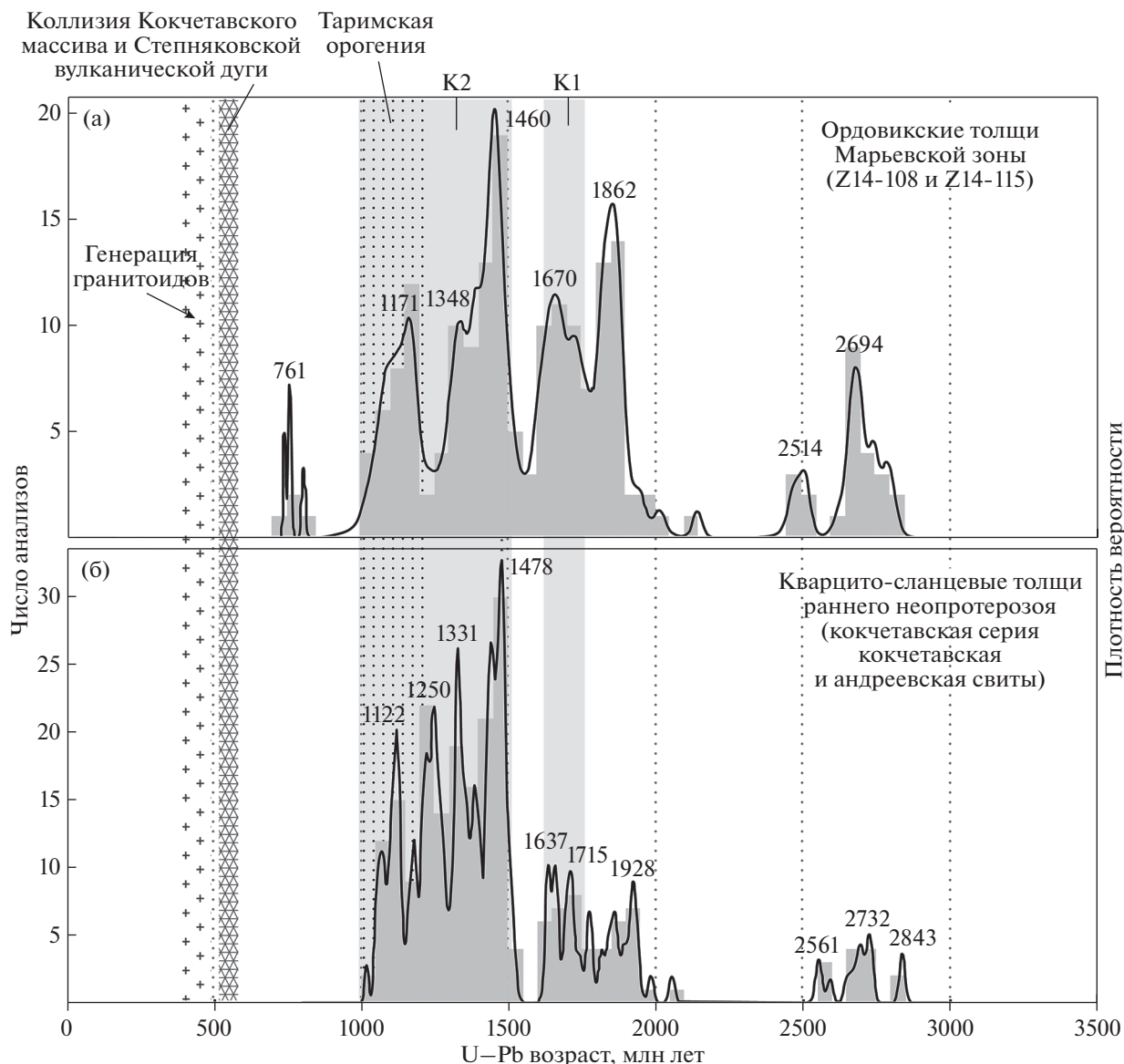


Рис. 9. Гистограммы и кривые плотности вероятности для U–Pb изотопных возрастов zircon из свит Кокчетавского массива северо-запада Центрального Казахстана. (а) – по [17]; (б) – по [16].

более чем двумя датировками, – 573, 603, 685, 1263, 1584 и 2087 млн лет (см. рис. 6, б).

Традиционно принято считать, что источником обломочного материала в ордовикский осадочный бассейн на Уральской окраине Восточно-Европейской платформы и в Южном Приуралье служили выступы раннедокембрийского кристаллического фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы – Татарского, Жигулевско-Пугачевского и других поднятий [51]. Однако изучение зерен zircon из ордовикских песчаников Соль-Илецкого блока показало, что среди этих зерен присутствуют многочисленные зерна с возрастaми моложе 1.65 млрд лет, не типичными для пород блоков фундамента

Восточно-Европейской платформы (см. рис. 6). Отметим, что на Западном Урале, а также в некоторых рифейских авлакогенах на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, известны кристаллические комплексы с возрастaми < 1.65 млрд лет и еще более молодые образования (например, гусихинский комплекс в Пачелмском авлакогене, по [49]). Эти образования могли быть источниками единичных zircon с позднедокембрийскими и даже кембрийскими возрастaми из пробы K15-501. Однако они не могут объяснить весь полученный в пробе K15-501 спектр позднедокембрийских возрастaми zircon.

Ранее нами было показано, что в породах из разных стратиграфических уровней рифея Баш-

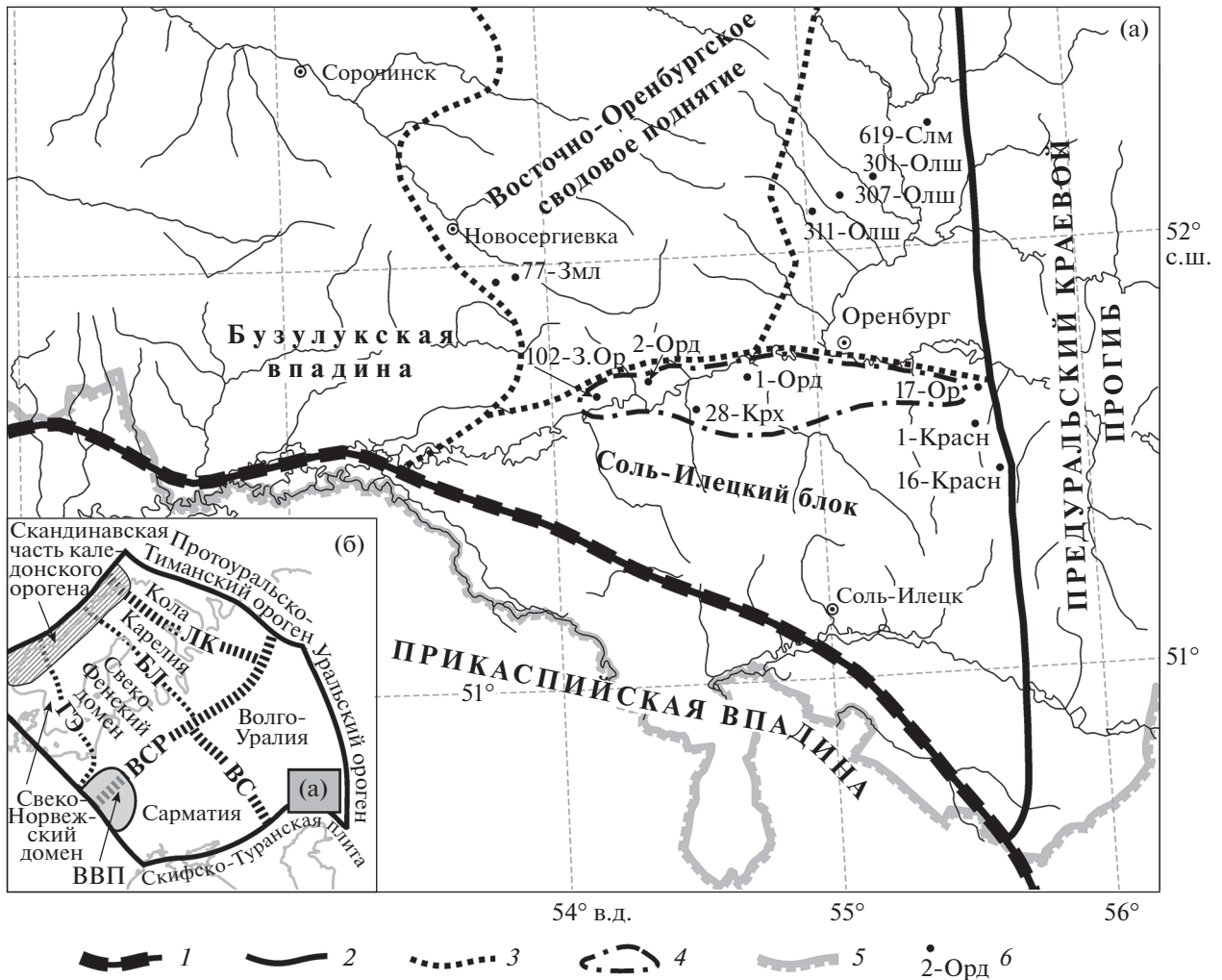


Рис. 10. Строение юго-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕСП) и ее сочленения с сопредельными структурами.

(а) – Схема строения ВЕСП (показана на (б): квадрат серым);

(б) – положение схемы строения ВЕСП в структуре сегментации фундамента ВЕСП и структур ее обрамления.

На врезке: орогены и сутуры (пунктирные полосы и линии), разграничивающие домены фундамента ВЕСП; Скандинавско-Гренландский каледонский ороген (заштрихованная область) в скандинавской части.

Орогены: ВС – Волго-Сарматский, ЛК – Лапландско-Кольский, ВСП – Волыньско-Среднерусский.

Сутурные зоны (тектонические швы): БЛ – Ботническо-Ладожская, ГЭ – Гота–Эльв.

Вулканическая провинция: ВВП – Волынская.

1–2 – структурные границы ВЕСП с: 1 – Прикаспийской впадиной, 2 – Предуральским прогибом;

3 – геологические границы тектонических единиц, выделяемых в пределах юго-восточной части ВЕСП;

4 – контуры Оренбургского блока;

5 – государственная граница;

6 – положение скважин и их номера: 1-Орд – скв. 1-Ордовикская, 2-Орд – скв. 2-Ордовикская, 17-Ор – скв. 17-Оренбургская, 102-3.Ор – скв. 102-Западно-Оренбургская, 28-Крх – скв. 28-Краснохолмская, 1-Красн – скв. 1-Красноярская, 16-Красн – скв. 16-Красноярская, 77-Змл – скв. 77-Землянская, 301-Олш – скв. 301-Ольшанская, 307-Олш – скв. 307-Ольшанская, 311-Олш – скв. 311-Ольшанская, скв 619-Слм – 619-Салмышская

кирского поднятия на Западном Урале присутствуют только dZr с возрастaми древнее 1.65 млрд лет, т.е. их первичными источниками могли быть только раннедокембрийские комплексы (см. рис. 7). Это согласуется с тем, что снос материала в рифейский бассейн Западного Урала был со стороны Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы [31, 33, 40, 57, 58]. Но на более высоких стратиграфических уровнях – вендском

и ордовикском, также как и в пробе K15-501, зафиксированы многочисленные dZr с мезо- и неопротерозойскими возрастaми, нетипичными для кристаллического фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы [29, 34, 35, 57]. Потенциальными источниками dZr с такими возрастaми могли бы быть кристаллические комплексы Свеко-Норвежского домена, Протоуральско-Тиманского орогена и/или (что

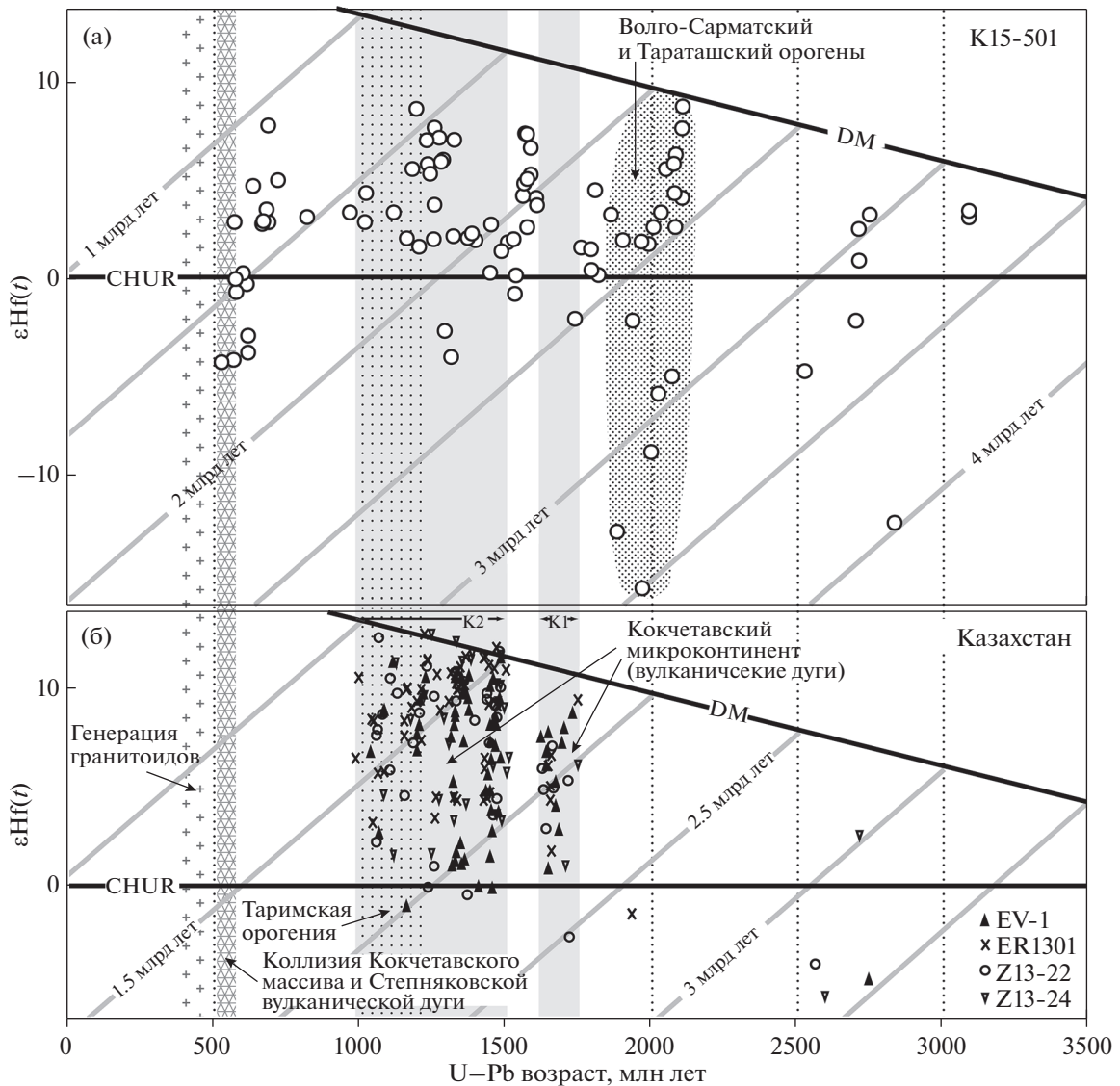


Рис. 11. Сопоставление Hf-изотопных характеристик dZr из образца K15-501 (а) с аналогичными характеристиками для dZr из пород Кокчетавского массива Казахстана (б), (по данным [100]).

наиболее вероятно) кадомид фундамента Скифской и Туранской плит. Кроме того были рассмотрены варианты, при которых таким источником мог быть некий коровый блок, располагавшийся в венде к востоку от Уральской окраины Восточно-Европейской платформы [34, 35].

Таким образом, характер распределения возрастов dZr из песчаников Соль-Илецкого блока (проба K15-501 из скв. № 2-Ордовикская) свидетельствует о том, что в строении источников сноса существенную роль играли позднедокембрийские кристаллические комплексы, не известные в структуре раннедокембрийского фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы. Таким потенциальным источником могли быть комплексы Казахстанского палео-

континента. Однако сопоставление Hf изотопных характеристик dZr из мезопротерозойско-раннепротерозойского Кокчетавского массива и образца K15-501 показало следующие различия (рис. 11):

- в группе K2 зафиксированы dZr с очень высоким положительным значением ϵ_{Hf} , которые соответствуют деплетированной мантии (DM), однако в образце K15-501 dZr с такими $\epsilon_{\text{Hf}} > 7$ не выявлены;
- в образце K15-501 не выявлено dZr с возрастом, соответствующим группе K1;
- в образце K15-501 были выявлены многочисленные dZr с возрастaми 1.5–1.6 млрд лет; циркона с такими возрастaми нет в образцах из Казахстанских толщ.

Существенные расхождения в возрастных и Hf изотопных характеристиках dZr из образца K15-501 и Кокчетавского массива не позволяют рассматривать комплексы Кокчетавского массива как первичные источники циркона для пробы K15-501.

Таким образом, учитывая всю совокупность имеющихся данных, есть все основания полагать, что источником dZr с возрастом в диапазоне 561–685 млн лет, зафиксированных в ордовикских песчаниках Соль-Илецкого свода, являются позднекембрийские кристаллические комплексы Пери-Гондванских террейнов, участвующие в настоящее время в строении герцинского фундамента Скифской или Туранской платформ.

Южный Урал

Восточное складчатое обрамление Восточно-Европейской платформы представлено северным и южным фрагментами эпипалеозойского (герцинского) Уральского покровно-складчатого пояса близмеридионального простираения. Для Уральского покровно-складчатого пояса характерна отчетливо выраженная продольная сегментация и поперечная тектоническая зональность. Поперечная зональность выражается в том, что в строении пояса отчетливо выделяются Восточно- и Западно-Уральская мегазоны [18, 19, 53, 56, 71, 76]. Границей между этими мегазонами считается западное ограничение полосы (зона Главного Уральского разлома) развития массивов пород ультраосновного состава и протяженных полей серпентинитового меланжа, характеризующихся общеуральской протяженностью [52].

В большинстве тектонических зон южного Урала, выделяемых как в пределах Западно-Уральской мегазоны, так и в пределах Восточно-Уральской мегазоны, довольно широко распространены ордовикские толщи, в строении которых значительную роль играют терригенные породы [68]. Сходные образования распространены и в сопредельных с восточными тектоническими единицами Южного Урала структурах расположенного на западе Центрального Казахстана Кокчетавского массива [15, 17]. Эти толщи, как правило, начинают палеозойские разрезы и со структурным несогласием залегают на докембрийских образованиях или слагают тектонические пластины, участвующие в эпипалеозойской покровно-складчатой структуре соответствующих регионов.

Комплексы и структуры Западно-Уральской мегазоны

В строении Западно-Уральской мегазоны принимают участие дислоцированные терригенные, карбонатные и кремнисто-глинистые толщи, охватывающие стратиграфический диапазон от

пограничных уровней верхнего кембрия и нижнего ордовика и до верхней перми, включительно. Кроме того, в пределах Западно-Уральской мегазоны распространены глубоко и неоднократно метаморфизованные образования раннедокембрийского (на современном эрозионном срезе представлены крайне незначительно) и неравномерно метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи позднекембрийского и ранне-среднекембрийского (?) возраста, а также парагенетически связанные с ними интрузивные образования преимущественно среднего и кремнекислого состава, и, заметно реже основного и ультраосновного состава.

Эти допозднекембрийские образования называются обычно — доуралидами, протоуралидами или тиманидами, и участвуют в строении по существу непрерывной цепочки структур, характеризующейся переменной шириной и общеуральской протяженностью, именуемой Центрально-Уральским поднятием [26, 56, 75, 76, 80].

В современном строении Западно-Уральской мегазоны на Южном Урале выделяются следующие тектонические зоны — Предуральский краевой прогиб, Западноуральская зона линейных складок, Зилаирский синклиниорий, зона Башкирского поднятия и зона Поднятия Уралтау. Фундаментальный вклад в изучение комплексов и структур Южно-Уральского сегмента Западно-Уральской мегазоны внесли Н.С. Шацкий, А.А. Богданов, В.Е. Руженцев, А.Е. Яншин, И.В. Хворова, Д.В. Наливкин, Б.М. Келлер, М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Б.И. Чувашов, А.В. Маслов, Г.А. Мизенс, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и многие другие исследователи [8, 19–21, 25, 40, 43, 46, 55, 56, 63, 74, 77, 81, 83]. Основная часть Южного сегмента Западно-Уральской мегазоны на ранних этапах ее развития, примерно до рубежа франского и фаменского веков, представляла собой шельф и склон Восточно-Европейского палеоконтинента, или шельф и континентальный склон пространственно и структурно сопряженного с Восточно-Европейским палеоконтинентом обширного окраинноморского бассейна [54]. Начиная с фамена, Южный сегмент Западно-Уральской мегазоны соответствовал крупной негативной палеоморфоструктуре — бассейну (прогибу), сопряженному с Уральским орогеном.

Башкирский антиклинорий — обширный выступ докембрийских пород, традиционно интерпретируемый как реликт позднекембрийской пассивной окраины Балтики, или реликт внутриконтинентального рифтогенного бассейна, трансформировавшегося в начале палеозоя в пассивную окраину Балтики [19, 56]. Башкирский антиклинорий разделен Зюраткульским разломом на две части (рис. 12). К западу от него развиты не испытавшие предордовикских дислокаций

и метаморфизма верхнедокембрийские образования [56]. Их нижняя часть — преимущественно осадочные, в том числе на уровне низов среднего рифея, неметаморфизованные породы, слагающие типовой разрез рифея, а верхняя часть — терригенные образования ашинской серии верхнего венда или верхнего венда—кембрия [37, 55, 56]. К востоку от разлома распространены неравномерно метаморфизованные и испытывавшие предордовикские дислокации позднедокембрийские образования, в которых на уровне низов среднего рифея широко представлены вулканиты (машакская, шатакская, кувашская свиты) [11, 19, 55, 56].

Различия в строении докембрийских образований западной и восточной частей Башкирского антиклинория позволили предположить его составную структуру [26]. В соответствии с этим, западная часть Башкирского антиклинория (далее — Башкирское поднятие) — реликт позднедокембрийской пассивной окраины Балтики, восточная часть Башкирского антиклинория (далее — Таганайско-Белорецкая тектоническая единица) — реликт структуры, чужеродной по отношению к сопредельной части Балтики, перемещенной по Зюраткульскому разлому в свое современное положение при вдольуральском крупноамплитудном правом сдвиге [26].

На западе и юго-западе Башкирского поднятия верхнедокембрийские образования перекрыты палеозоем, разрез которого начинают маломощные верхнеэмские кварцевые песчаники (такатинская свита) [36, 55, 56]. При этом на юге Башкирского поднятия и в пределах Таганайско-Белорецкой тектонической единицы разрез палеозоя начинается с маломощной толщи верхнеордовикских кварцевых песчаников [24, 29, 55–57]. Наиболее яркое отличие палеозойских образований, надстраивающихся на западе и востоке Башкирского поднятия верхнедокембрийские комплексы, состоит в характере взаимоотношений с подстилающими образованиями — параллельное и структурное несогласие, соответственно.

Башкирское поднятие. Для изучения dZr из ордовикских песчаников, без признаков структурного несогласия налегающих на верхнедокембрийские слоистые образования Башкирского поднятия, расположенного к западу от Зюраткульского разлома, была отобрана проба K12-025. Положение места отбора пробы и результаты U–Pb изотопного датирования dZr из песчаников этой пробы приведены в работах [29, 57, 68]. Здесь отметим, что минимальный U–Pb изотопный возраст для изученных dZr из пробы K12-025 — 556 ± 6 млн лет ($D = -0.3\%$), максимальный — 2806 ± 33 млн лет ($D = 3.1\%$) (рис. 13, а).

Датировки образуют большую группу мезопротерозойских и палеопротерозойских значений. Кроме того, в полученном наборе датировок есть единичные значения. Группа мезопротеро-

зойских и палеопротерозойских датировок подразделяется на три подгруппы:

- 13 датировок — от 1088 ± 43 млн лет ($D = 2.3\%$) до 1399 ± 68 млн лет ($D = 0.7\%$);
- 14 датировок — от 1450 ± 37 млн лет ($D = 6\%$) до 1778 ± 38 млн лет ($D = -1.1\%$);
- 10 датировок — от 1841 ± 41 млн лет ($D = 8.2\%$) до 2024 ± 53 млн лет ($D = 0.6\%$).

На КПВ отмечается три ярких пика, поддержанных более чем тремя измерениями — 1201, 1505 и 1969 млн лет. Все они соответствуют центрам трех подгрупп.

Присутствие эдиакарских датировок в полученном наборе возрастов dZr из ордовикских песчаников Башкирского поднятия указывает на возможное участие продуктов эрозии Пери-Гондванских блоков в формировании обломочного материала, из которого сложены эти песчаники. Но при этом в настоящее время нельзя полностью исключать того, что dZr с этими возрастными переотложены из туфовых прослоев, известных в подстилающих ордовик разрезах кембрийско—верхневендской ашинской серии.

Таганайско-Белорецкая тектоническая единица. Для изучения зерен dZr из ордовикских обломочных пород, налегающих с отчетливым структурным несогласием на неравномерно дислоцированные и метаморфизованные верхнедокембрийские образования Таганайско-Белорецкой тектонической единицы, расположенной к востоку от Зюраткульского разлома, была отобрана проба K12-006. Положение места отбора пробы и результаты U–Pb изотопного датирования dZr из песчаников этой пробы приведены в работе [68].

Минимальный U–Pb изотопный возраст для изученных dZr — 562 ± 32 млн лет ($D = -1.1\%$), максимальный — 2885 ± 21 млн лет ($D = 0.9\%$) (см. рис. 13, б). На КПВ выделяется шесть ярких — 976, 1072, 1232, 1505, 1993 и 2718 млн лет, а также — три второстепенных пика 1404, 1637 и 2841 млн лет (все поддержаны более чем тремя измерениями). Не считая двух эдиакарских dZr (они наиболее вероятно из известных в верхневендских толщах Западного Урала туфовых прослоев [30]), остальные dZr образовали три группы датировок:

- Многочисленные зерна, датировки которых попадают в раннепротерозойский (три зерна) и мезопротерозойский (тридцать зерен) интервал, охватывающий диапазон от 976 ± 6 до 1647 ± 17 млн лет. Эта группа разделена частотным минимумом датировок, приуроченным к рубежу 1332 на две подгруппы.
- Палеопротерозойские dZr — 15 датировок, попадающих в диапазон от 1836 ± 18 до 2066 ± 20 млн лет.
- Архейские dZr — 10 датировок, попадающих в диапазон от 2548 ± 16 до 2885 ± 21 млн лет.

В соответствии с возрастными самыми молодых dZr в ордовикских песчаниках Башкирского поднятия, присутствие в полученном наборе возрастов dZr из ордовикских песчаников Таганайско-Белорецкой тектонической единицы эдиакарских датировок, может быть косвенным указанием на участие продуктов эрозии Пери-Гондванских блоков в формировании силикокластики, слагающей эти песчаники. Но при этом, так же как и в случае ордовикских песчаников Башкирского поднятия, нет абсолютной уверенности в том, что эдиакарские dZr не переотложены из туфовых прослоев, известных в подстилающих ордовикско-эдиакарских толщах.

Зона поднятия Уралтау. В строении зоны Уралтау в традиционном ее понимании выделяют две тектонические единицы – Суванякскую и Максютговскую, которые имеют незначительную ширину по сравнению с их протяженностью и характеризуются общеуральским простираем. Граница между ними проводится по Янтышевско-Юлукскому разлому, к западу от которого расположена Суванякская единица, а к востоку – Максютговская [55, 56].

Суванякская тектоническая единица. Для изучения зерен dZr из ордовикских метаобломочных пород из Суванякской тектонической единицы зоны поднятия Уралтау была отобрана проба (R14-396) кварцитовидных песчаников, слагающих фрагмент разреза карамалинской свиты у с. Башкалган. Точные координаты места отбора пробы и результаты U–Pb изотопного датирования зерен dZr из песчаников этой пробы приведены в работе [68]. Здесь лишь отметим, что полученные по пробе R14-396 результаты крайне непредставительны количественно (всего 20, в т. ч. 13 кон-

диционные). Минимальный U–Pb изотопный возраст для изученных зерен dZr – 525 ± 3 млн лет ($D = 0.32\%$), максимальный – 2779 ± 27 млн лет ($D = 2.87\%$) (см. рис. 13, в). При этом большинство кондиционных датировок попадает в диапазон от 525 до 610 млн лет.

Максютговская тектоническая единица. Для изучения dZr из ордовикских метаобломочных пород из Максютговской тектонической единицы зоны поднятия Уралтау были отобраны две пробы (G-17-39 и G-17-14) кварцитов, участвующих в строении фрагментов разрезов юагузинской и галеевской свит, т.е. по одной пробе из юагузинских и галеевских кварцитов. Точные координаты мест отбора проб и результаты U–Pb изотопного датирования dZr приведены в работе [13]. Здесь же отметим, что характер распределения датировок dZr из этих кварцитов существенно различен (см. рис. 13, г, д). Так, в юагузинских кварцитах распределение возрастов dZr почти унимодальное, с резким количественным преобладанием кембрийских и вендских (эдиакарских) датировок. При этом более древние dZr единичны. В противоположность этому, в галеевских кварцитах (проба G-17-14) наряду с большой группой dZr с возрастными от кембрия до середины неопротерозоя широко представлены dZr с датировками, образующими непрерывный ряд в диапазоне значений от ~0.9 до 2.2 млрд лет. Кроме того, есть достаточно представительная в количественном отношении группа с архейскими датировками. Специально заметим, что полученными значениями возраста наиболее молодых dZr и сравнением этих датировок с наиболее молодыми датировками dZr из заведомо ордовикских песчаниковых толщ разных районов Южного Урала

Рис. 12. Схема строения Башкирского антиклинория и сопредельных структур в северной части южного сегмента Западно-Уральской мегазоны.

На врезке показано (звездочка) положение Башкирского антиклинория. 1 – Приуральский краевой прогиб, сложенный верхнепалеозойскими осадочными толщами;

Западно-Уральская мегазона (2–10), Башкирский антиклинорий (3–10) и Башкирское поднятие (4–6):

2 – ордовикско-девонские осадочные толщи;

3 – кембрийско-верхневендские осадочные толщи ашинской серии;

4–6 – преимущественно осадочные толщи рифея: 4 – верхнего, 5 – среднего, 6 – нижнего;

7 – раннекембрийские гранито-метаморфические образования тараташского комплекса;

8–9 – Таганайско-Белорецкая тектоническая единица, сложенная верхнекембрийскими неравномерно метаморфизованными образованиями;

8 – осадочными, 9 – вулканогенными и вулканогенно-осадочными (машакская, шатакская и кувашская свиты);

10 – зона поднятия Уралтау, сложенная верхнекембрийскими и палеозойскими неравномерно метаморфизованными осадочными образованиями Суванякской, Максютговской и Уфалейской тектонических единиц (на схеме не расчленены);

11 – Восточно-Уральская мегазона и элементы ее строения (Кракинский аллохтон и аллохтон, залегающий в ядре Тирлянской мульды), сложенные характерными для Восточно-Уральской мегазоны комплексами: ордовикско-девонские толщи вулканогенно-осадочных и осадочных пород, каменноугольные известняки, массивы пород гипербазит-базитовых (офиолитовых) ассоциаций;

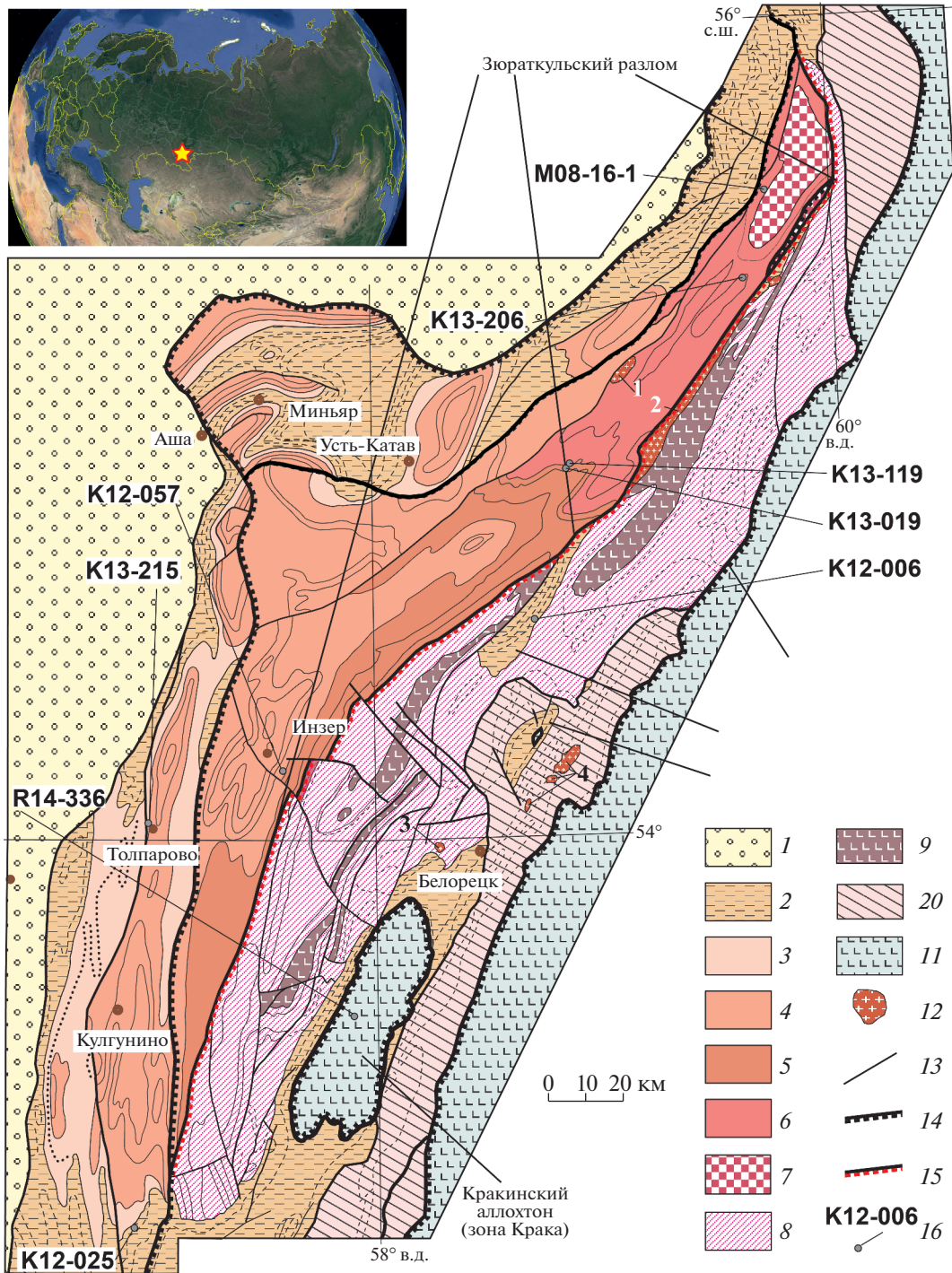
12 – гранитные массивы и массивы, сложенные интрузивными породами габбро-гранитных серий (массивы: 1 – Бердяушский, 2 – кусинско-копанского комплекса; 3 – Ахмеровский; 4 – Барангуловско-Мазаринская группа);

13 – сбросы и взбросы;

14 – надвиги и нижние поверхности шарьяжей;

15 – Зюраткульский разлом;

16 – места отбора проб и их номера



вполне надежно обоснован ордовикский возраст юмагузинских и галеевских кварцитов. Но главный вывод, который можно сделать из анализа характера распределения возрастов dZg из кварцитов юмагузинской и галеевской свит: эти кварциты сложены продуктами эрозии Пери-Гондванских комплексов.

**Комплексы и структуры
Восточно-Уральской мегазоны**

В строении Восточно-Уральской мегазоны, крайним западным элементом строения которой является зона Главного Уральского разлома, участвуют преимущественно ордовикско-камен-

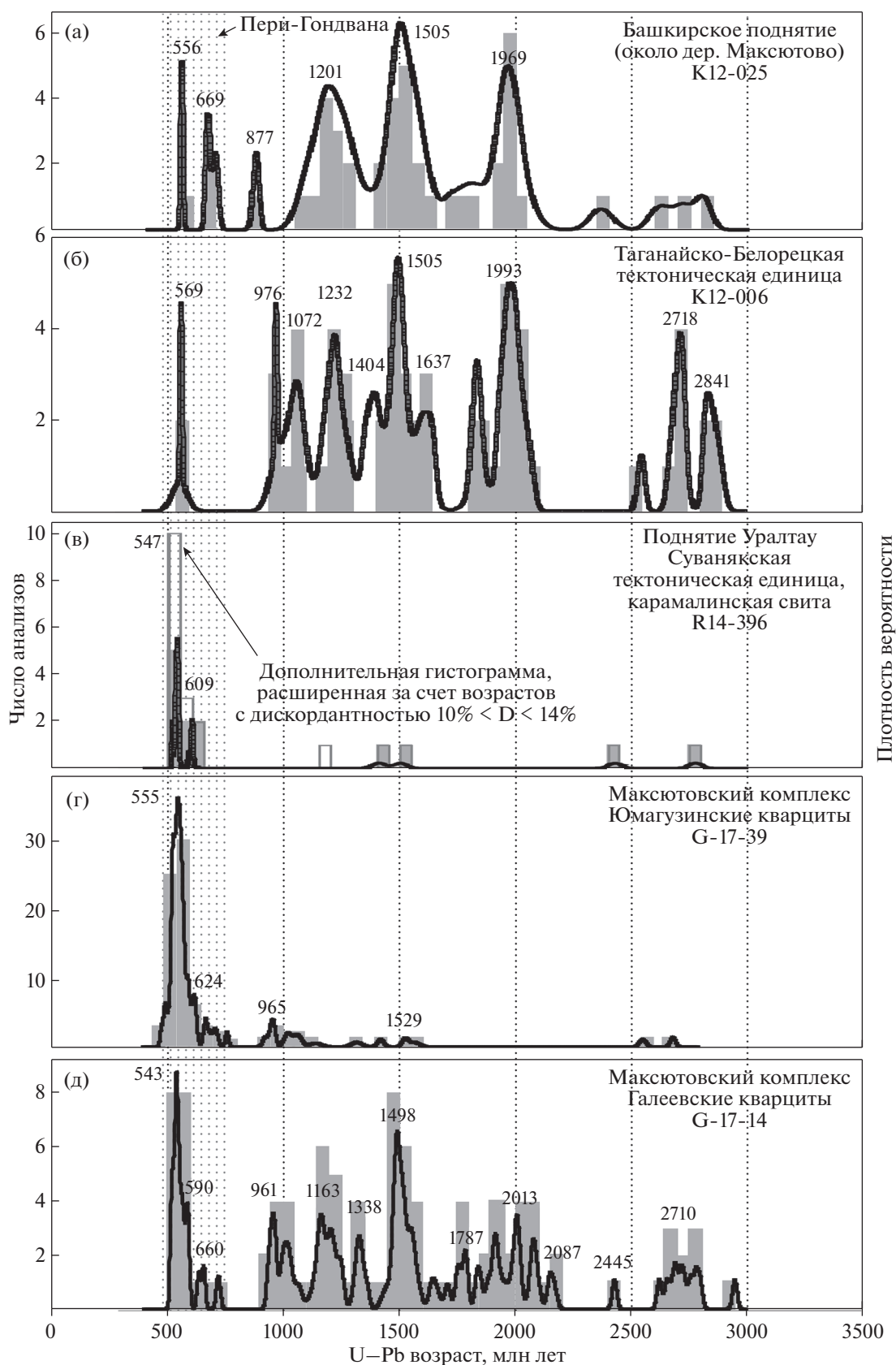


Рис. 13. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U–Pb возрастов зерен детритового циркона из проб: (а) – K12-025; (б) – K12-006; (в) – R14-396; (г) – G-17-39; (д) – G-17-14.

ноугольные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы. В современных геотектонических трактовках образования, слагающие в основном Восточно-Уральскую мегазону, интерпретируют главным образом как фрагменты древних островодужных сооружений [55, 56, 67].

В строении южного сегмента Восточно-Уральской мегазоны участвуют разнородные палеозойские образования — ордовикско-каменноугольные толщи вулканогенного, вулканогенно-осадочного и осадочного состава, ранне- и среднепалеозойские офиолиты и гранитоиды, преимущественно позднепалеозойского возраста. Пространственное размещение этих образований подчиняется определенной закономерности, позволившей выделить в пределах этой части региона большое количество тектонических зон. Наиболее крайними западными тектоническими единицами, сложенными комплексами, характерными для Восточно-Уральской мегазоны, является Сакмарская зона и зона Крака — так называемые краевые аллохтоны [63]. Они в виде гигантских шарьяжей, сложенных палеозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными комплексами и офиолитами, тектонически налегают на комплексы и структуры Западно-Уральской мегазоны.

Кракинский аллохтон и аллохтон, залегающий в ядре Тирлянской мульды, сложены комплексами, характерными для Восточно-Уральской мегазоны: ордовикско-девонские толщи вулканогенно-осадочных и осадочных пород, каменноугольные известняки, массивы пород гипербазит-базитовых (офиолитовых) ассоциаций.

Современные представления о геологическом строении Сакмарской зоны, типизация и характер соотношений, распространенных здесь ранне- и среднепалеозойских комплексов рассмотрены в серии специальных публикаций [64, 65, 67]. Вполне исчерпывающие сведения о внутреннем покровном строении и биостратиграфических оценках возраста фрагментов разреза палеозойских толщ зоны Крака изложены в работах [55, 56, 69, 82]. Основание сводных палеозойских стратиграфических последовательностей Сакмарской зоны и зоны Крака представлены, соответственно, верхнекембрийско-нижнеордовикской кидрясовской свитой и верхнеордовикской сухолядской толщей, в строении которых существенная роль принадлежит песчаникам.

К востоку от зоны Главного Уральского разлома (Присакмаро-Вознесенская зона) расположена Магнитогорская зона. В ее строении выделены три главных структурных элемента — с запада на восток это Западно-, Центральное- и Восточно-Магнитогорская подзоны. К востоку от Магнитогорской зоны располагается Кацбахская офиолитовая зона, которая отделяет Магнитогорскую зо-

ну от расположенной восточнее нее крупного тектонического элемента южного сегмента Восточно-Уральской мегазоны — зоны Восточно-Уральского поднятия. Еще далее на восток за этой зоной расположена Зауральская зона.

Сакмарская зона. Сакмарская зона представляет собой крупный аллохтонный элемент строения южного сегмента Западно-Уральской мегазоны и может быть охарактеризована как синформа, в ядре которой сохранилась часть крупной лежащей антиформы, в которую входит серия пакетов изогнутых тектонических пластин, расслоенных телами серпентинитовых меланжей и олистостромами [68]. Пластины сложены обломочными терригенными, вулканогенно-обломочными, вулканогенными и кремнистыми образованиями, совокупный стратиграфический диапазон, которых соответствует интервалу от самых верхов кембрия до франа. При этом нижнепалеозойские (преимущественно ордовикские) образования представлены фрагментированными разрезами, объединяемыми в кидрясовскую (обломочно-терригенный тип разреза), кураганскую (кремнисто-глинистый тип разреза), губерлинскую (кремнисто-туфогенно-вулканогенный тип разреза) и блявинскую (вулканогенный тип разреза) свиты [65, 67].

Кидрясовская свита сложена, в основном, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, песчанистыми алевролитами. В разрезах свиты на отдельных уровнях среди песчаников присутствуют потоки базальтов, а также горизонты хаотического строения, в которых в тремадосском [78] глинистом матриксе содержатся блоки раннекембрийских археоциатовых известняков. В целом разрезы кидрясовской свиты вполне надежно биостратиграфически охарактеризованы [67]. Породы свиты преимущественно слагают разновеликие тектонические пластины, пластовые отторженцы и блоки, которые участвуют в покровно-складчатом строении Сакмарской зоны [19, 54–56, 63, 67]. Мощность отдельных тектонически обособленных фрагментов разреза кидрясовской свиты может достигать нескольких сот метров. Среди песчаников свиты преобладают кварцевые и кварц-полевошпатовые разности, характерна хорошая окатанность зерен, карбонатный или глинистый цемент. Иногда в заметных количествах присутствует глауконит. Традиционно принято считать, что генетически кидрясовская свита является грабеновой формацией [73]. При этом многие исследователи полагают, что кидрясовская свита — комплекс-показатель рифтогенеза, проявленного в раннем ордовике на южно-уральском краю Восточно-Европейского палеоконтинента (платформы) и предшествовавшего раскрытию Палеоуральского океана [19, 55, 56]. Однако наличие в разрезах кидрясовской свиты хаотически устроенных уровней с неравномер-

ными обломками, олистолитами и олистоплаками раннекембрийских археоциатовых известняков, фактически исключает возможность того, что кидрясовская свита формировалась при рифтогенезе Уральского края Восточно-Европейского палеоконтинента. Отсутствие в структуре Восточно-Европейской платформы кембрийских карбонатных толщ с тепловодной фауной (в т. ч. археоциатами) и других показателей теплого климата (таких как эвапориты), указывает на то, что Восточно-Европейский палеоконтинент в начале кембрия располагался за пределами тропических областей. Это нашло отражение на многих палинспастических реконструкциях [106, 112, 124]. При этом наличие в разрезах кидрясовской свиты хаотических уровней с обломками археоциатовых известняков является прямым указанием на то, что эта свита формировалась в структурах растяжения на континенте, в пределах которого нижнекембрийские разрезы представлены археоциатовыми известняками. Восточно-Европейский палеоконтинент по этому критерию не подходит.

Для выделения и последующего U–Pb изотопного датирования dZr из ордовикских песчаников Сакмарской зоны из типового разреза нижнеордовикской части кидрясовской свиты в горах Тырмынтау, расположенных южнее с. Кидрясово, были отобраны две пробы (R09-085 и K07-007) существенно кварцевых песчаников с обильными остатками трилобитов и брахиопод. Координаты точек отбора проб кидрясовских песчаников и результаты датирования dZr из них приведены в работе [68].

Характер распределения возрастов dZr из обеих проб (R09-085 и K07-007) кидрясовских песчаников весьма сходен. В связи с этим далее мы используем синтетический набор датировок, представляющий собой простую сумму этих возрастных наборов (рис. 14, а). В этом наборе минимальный U–Pb изотопный возраст – 476 ± 3 млн лет ($D = 2.1\%$), а максимальный – 2061 ± 38 млн лет. При этом подавляющее большинство датировок попадает в диапазон от 500 до 650 млн лет. С учетом этого обстоятельства, мы полагаем, что основным источником детрита, аккумулярованного в песчаниках кидрясовской свиты, могли быть только кембрийско–позднедокембрийские кристаллические комплексы фрагментов Пери-Гондваны.

Зона Крака. Ордовикские породы в зоне Крака известны с 1950-х годов, тогда их выделяли как уразинскую свиту [50]. В настоящее время эти образования рассматривают как сухолядскую толщу, сложенную в нижней части сероцветными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются табачными алевролитами и аргиллитами с хитинозоями аренига – раннего лланвирна [82]. Верхнюю часть

разреза толщи слагают ритмично переслаивающиеся слюдистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Верхние элементы ритмов в самых верхах разреза иногда представлены кремнистыми алевролитами. На разных уровнях разреза, относимого к сухолядской толще, известны сборы конodontов, характерных для интервала от лланвирна до ашгилия [41]. По своему стратиграфическому объему сухолядская толща соответствует всему ордовику. Оценки мощности сухолядской толщи составляют 900 м [69].

Для выделения и последующего U–Pb изотопного датирования dZr из ордовикских полимиктовых песчаников сухолядской толщи зоны Крака была отобрана проба (R14-336). Точное место отбора этой пробы и результаты U–Pb изотопного датирования dZr из нее приведены в работе [68]. Минимальный кондиционный U–Pb изотопный возраст для изученных зерен dZr – 536 ± 4 млн лет ($D = -3.7\%$), максимальный – 2964 ± 15 млн лет ($D = 4.2\%$). Распределение кондиционных изотопных возрастов изученных dZr показало, что наиболее молодые датировки сформировали группу, попадающую в кембрийско-поздненеопротерозойский временной интервал от 536 ± 4 млн лет ($D = -3.7\%$) до 657 ± 4 млн лет ($D = 3.3\%$) с одним ярким пиком на КВП, приходящимся на 565 млн лет (см. рис. 14, б). Более древние датировки образовали две неравных (количественно) разновозрастных группы. В пределах первой из них выделяются две компактные подгруппы с пиковыми значениями на КВП 1232 и 1358 млн лет. Вторая, более древняя группа представлена датировками, которые образуют на КВП пики, значения которых соответствуют – 1584 и 1650 млн лет. Также выделяются две небольшие группы раннепалеопротерозойских датировок, формирующих на КВП пиковые значения 2060 и 2450 млн лет, соответственно. Кроме того, есть еще две единичных датировки в самой древней (архейской) части спектра распределения возрастов.

С учетом того, что часть dZr с датировками, попадающими в кембрийско-поздненеопротерозойский временной интервал от 536 ± 4 до 657 ± 4 млн лет с частотным пиком 565 млн лет, не могла попасть в пробу в результате размыва кристаллических комплексов, известных в структуре раннедокембрийского фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы, мы приходим к выводу о том, что источником таких цирконов могли быть только кембрийско-позднедокембрийские кристаллические комплексы, слагающие фрагменты Пери-Гондваны.

Зона Восточно-Уральского поднятия. Зона Восточно-Уральского поднятия расположена между Магнитогорской зоной на западе и Зауральской зоной на востоке. В строении зоны Восточно-

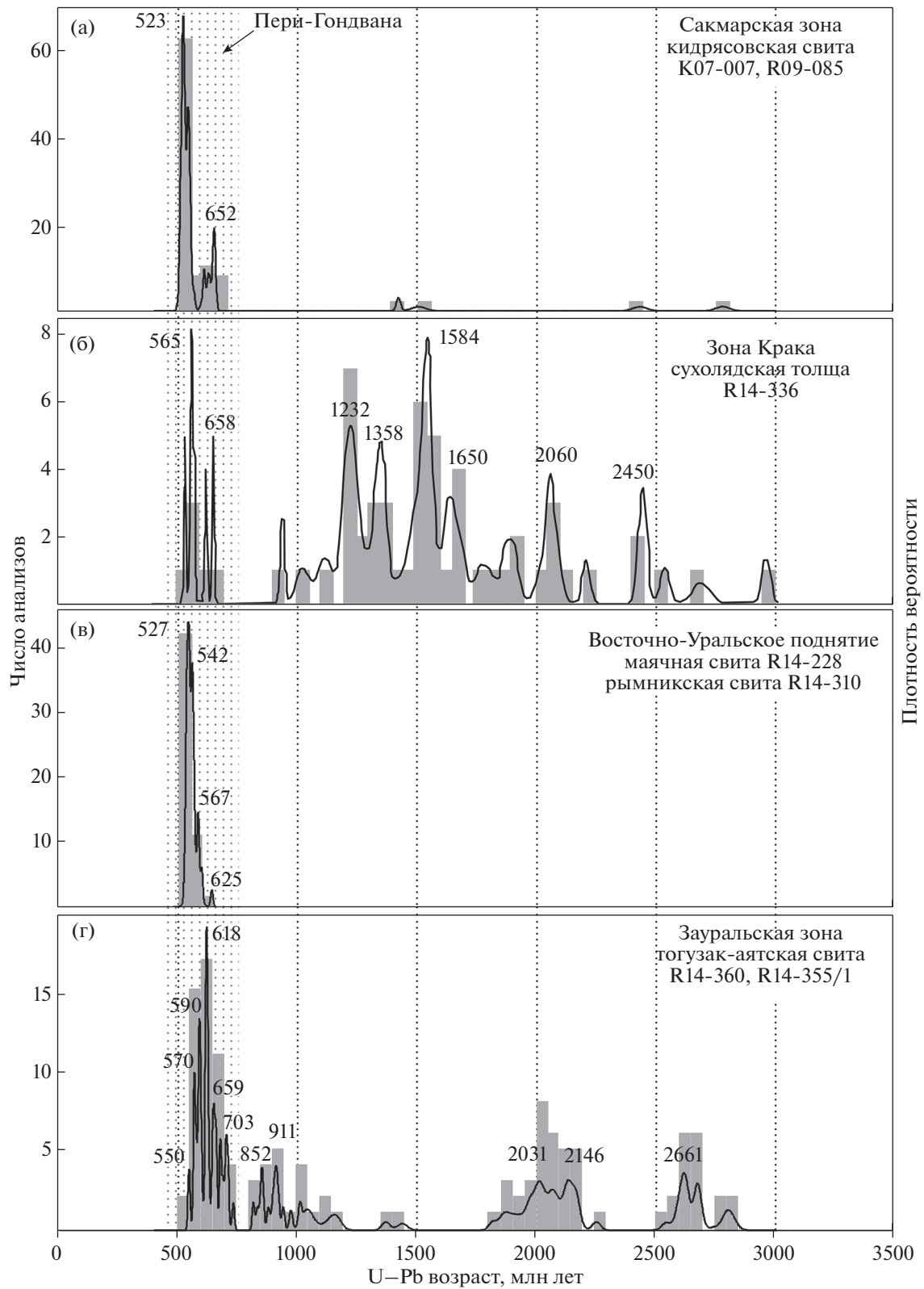


Рис. 14. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U–Pb возрастов зерен детритового циркона из проб K07-007, R09-088 (а); R14-336 (б); R14-228, R14-310 (в); R14-360 (г); R14-355/1 (д).

Уральского поднятия широко распространены позднепалеозойские граниты и гранитомаморфические комплексы, среди которых местами установлены реликты более древних палеозойских и возможно докембрийских образований. Эти гранитомаморфические комплексы обнажены в ядрах антиформных структур, на крыльях которых сохранились реликты раннепалеозойских образований терригенного и терригенно-карбонатного состава. Крылья и ядра синформы, сопряженные с этими антиформами, выполнены раннепалеозойскими офиолитами и ниже-среднепалеозойскими толщами вулканитов, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Метафорические образования, выступающие в ядрах антиформных структур в пределах зоны Восточно-Уральского поднятия, ранее интерпретировали как раннедокембрийский фундамент Восточно-Уральского микроконтинента, а структурно и стратиграфически (?) перекрывающие их слабо метаморфизованные терригенные и терригенно-карбонатные толщи – как фрагменты чехла этого микроконтинента.

Для U–Pb изотопного датирования dZr из ордовикских обломочных пород зоны Восточно-Уральского поднятия были отобраны две пробы из разных (пространственно разобщенных) разрезов ниже-среднеордовикской маячной (проба R14-228) и одновозрастной ей рымникской свиты (проба R14-310), представляющих собой, по-видимому, стратиграфические аналоги, несколько различающиеся по составу слагающих их пород. Обломочные породы в разрезе маячной свиты представлены монотонными кварцевыми и аркозовыми песчаниками, а в разрезе рымникской свиты – полимиктовыми песчаниками, алевролитами, реже гравелитами. Координаты мест отбора проб, а также результаты датирования dZr из этих проб приведены в работе [68]. Здесь мы специально отметим, что характер распределения датировок в полученных возрастных наборах фактически идентичный. Поэтому далее использован синтетический набор датировок, представляющий собой простую сумму возрастных наборов, полученных для пробы R14-228 (маячная свита) и проба R14-310 (рымникская свита). В этом наборе минимальный U–Pb-изотопный возраст – 511 ± 4 млн лет ($D = 8.9\%$), максимальный – 624 ± 5 млн лет ($D = 2.6\%$) (см. рис. 14, в).

Таким образом, характер распределения возрастов dZr из песчаников ордовикских маячной (R14-228) и рымникской (R14-310) свит зоны Восточно-Уральского поднятия указывает на то, что в строении источников сноса, продуктами эрозии которых сложены эти песчаники, существенную роль играли кембрийские и позднедокембрийские (вендские) кристаллические комплексы. Исследованиями последних лет вполне надежно доказано, что в зоне Восточно-Уральского под-

нятия именно такие образования залегают на более низких структурных уровнях по сравнению с маячной и рымникской свитами [68]. Поскольку данный возрастной диапазон характерен для кристаллических комплексов, участвующих в строении Пери-Гондванских блоков, а комплексы такого возраста неизвестны в структуре раннедокембрийского фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы и Кокчетавского массива Центрального Казахстана, мы полагаем, что структурное основание зоны Восточно-Уральского поднятия – это один из элементов Пери-Гондваны.

Зауральская зона. В пределах Зауральской зоны довольно широко развита ниже-среднеордовикская тогузак-аятская свита, сложенная монотонными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, реже гравелитами мощностью несколько сот метров. Для U–Pb изотопного датирования dZr из ордовикских песчаников Зауральской зоны были отобраны две пробы из разных (пространственно разобщенных) разрезов ниже-среднеордовикской тогузак-аятской свиты – пробы R14-355-1 и R14-360. Координаты мест отбора проб, а также результаты датирования dZr из этих проб приведены в работе [68]. Характер распределения датировок в возрастных наборах, полученных по пробам R14-355-1 и R14-360, весьма сходен. Поэтому далее использован синтетический набор датировок, представляющий собой простую сумму возрастных наборов, полученных для проб R14-355-1 и R14-360. В этом синтетическом возрастном наборе минимальная кондиционная U–Pb датировка – 548 ± 4 млн лет ($D = 1.9\%$), максимальная – 2819 ± 23 млн лет. При этом в количественном смысле максимально многочисленно представлены dZr, попадающие в диапазон от 550 до 700 млн лет (см. рис. 14, г).

Резкое доминирование в пробах R14-355-1 и R14-360 dZr с возрастными в диапазоне от 550 до 700 млн лет свидетельствует о том, что в строении источников сноса существенную роль играли позднедокембрийские кристаллические комплексы, не известные в структуре раннедокембрийского фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы, а также в строении сопредельного с Зауральской зоной Кокчетавского массива Центрального Казахстана. Учитывая приведенные данные, мы считаем, что в ордовикских песчаниках Зауральской зоны зафиксирован Пери-Гондванский провенанс-сигнал.

Горный Крым

В геологическом строении п-ова Крым выделены два основных структурных элемента – складчатая область Горного Крыма и Степной Крым [10]. Степной Крым является частью

Скифской плиты, фундамент которой сложен докембрийскими и палеозойскими комплексами, неравномерно метаморфизованными и деформированными. Горный Крым – часть современного Альпийско-Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) коллизионного покровно-складчатого пояса [48, 108]. В строении верхних горизонтов земной коры, представленных на современном эрозионном срезе Горного Крыма, выделены киммерийский (киммериды) и синальпийский (альпиды) структурные комплексы [44, 45]. Киммерийский структурный комплекс образован неравномерно дислоцированными образованиями, охватывающими стратиграфический интервал от верхнего триаса до низов нижнего мела, включительно. Он подразделяется на три подкомплекса:

- позднетриасово–раннеюрский;
- среднеюрский (аалеан–батский);
- келловейско (?)–берриасский.

Киммерийский структурный комплекс обнаружен в пределах Первой гряды Крымских гор и составляет структурное основание моноклинали Второй гряды Крымских гор, сложенной синальпийским структурным комплексом. Синальпийский структурный комплекс состоит из залегающих моноклиналино меловых и кайнозойских толщ. Ими сложены верхние элементы структуры Второй гряды и Третья гряда Крымских гор.

В геологическом строении киммерийского структурного комплекса Горного Крыма (киммерид Горного Крыма) значительную роль играют мощные юрско–нижнемеловые толщи грубообломочных пород. Эти толщи сложены, в основном, галечными и валунными полимиктовыми конгломератами, которые содержат гальки осадочных (преимущественно карбонатных), метаморфических и магматических пород, а также карбонатно-обломочными конгломератами и конгломерациями, в том числе валунными. Эти грубообломочные толщи накапливались в небольших осадочных бассейнах на раннекиммерийском складчатом основании – на эродированных структурах, сложенных дислоцированными образованиями таврической и эскиординской серий.

К настоящему времени некоторые из этих толщ охарактеризованы U–Pb датированием dZr:

- среднеюрские битакские конгломераты, распространенные около с. Строгоновка в южных пригородах г. Симферополя [47];
- верхнеюрские конгломераты гор. Демерджи около г. Алушта [61];
- конгломераты гор. Спилия около Балаклавской гавани [101];
- конгломераты нижней части верхнеюрско–нижнемеловой обломочной толщи южного борта Байдарской котловины [101].

Сопоставление полученных спектров U–Pb возрастов dZr в 4-х локациях Горного Крыма показало высокую степень сходства осредненных возрастных характеристик основных популяций. Это позволяет оперировать с суммарным набором данных (рис. 15, б).

В этом суммарном наборе датировок отчетливо установлена группа dZr вендско-кембрийского возраста, соответствующая кадомской фазе магматизма (ключевой критерий для идентификации террейнов, отделившихся от северной периферии Гондваны). Для верхнеюрских конгломератов гор. Демерджи около г. Алушта и гор. Спилия около Балаклавской гавани получены также Hf-изотопные характеристики циркона, которые позволяют оценить модельный возраст протолита для родительских пород изученных dZr [101].

Нами проведено сопоставление характеристик dZr из пород юрских грубообломочных толщ Горного Крыма с аналогичными характеристиками циркона из комплексов Украинского щита. В пределах Азовского, Среднеприднепровского и Подольского доменов Украинского щита распространены древние кристаллические комплексы с возрастными породами от 3.0 до 3.9 млрд лет и еще более древними модельными возрастными протолитами до 4.09 млрд лет [2, 3, 92]. Такой же древний модельный возраст протолита имеет и значительная часть более молодого неархейского циркона в кристаллических комплексах Украинского щита [91]. Циркон с такими же уникальными Hf изотопными метками присутствует в обрамляющих Украинский щит неопротерозойских метасадочных породах (например, полесской серии) и переотложен в более молодых породах, для которых источником сноса были комплексы и структуры фундамента южной части Восточно-Европейской платформы [116] (рис. 16).

Поскольку специфический древний циркон (древнее 3.0 млрд лет) или циркон с палеоархейским (древнее 3.5 млрд лет) модельным возрастом протолита, характерный для фундамента южной части Восточно-Европейской платформы, в породах из юрских конгломератовых толщ Горного Крыма не выявлен, маловероятно, что древние кристаллические комплексы и содержащие продукты их размыва осадочные толщи Восточно-Европейской платформы были источником архейско–протерозойских dZr для изученных конгломератов Горного Крыма.

Здесь также важно отметить, что результаты U–Pb-изотопного датирования детритового циркона из двух проб, характеризующих верхнетриасовые части таврической и эскиординской серий (флишевые толщи) киммерийского структурного комплекса Горного Крыма, показали присутствие в пробах значительного числа dZr с очень

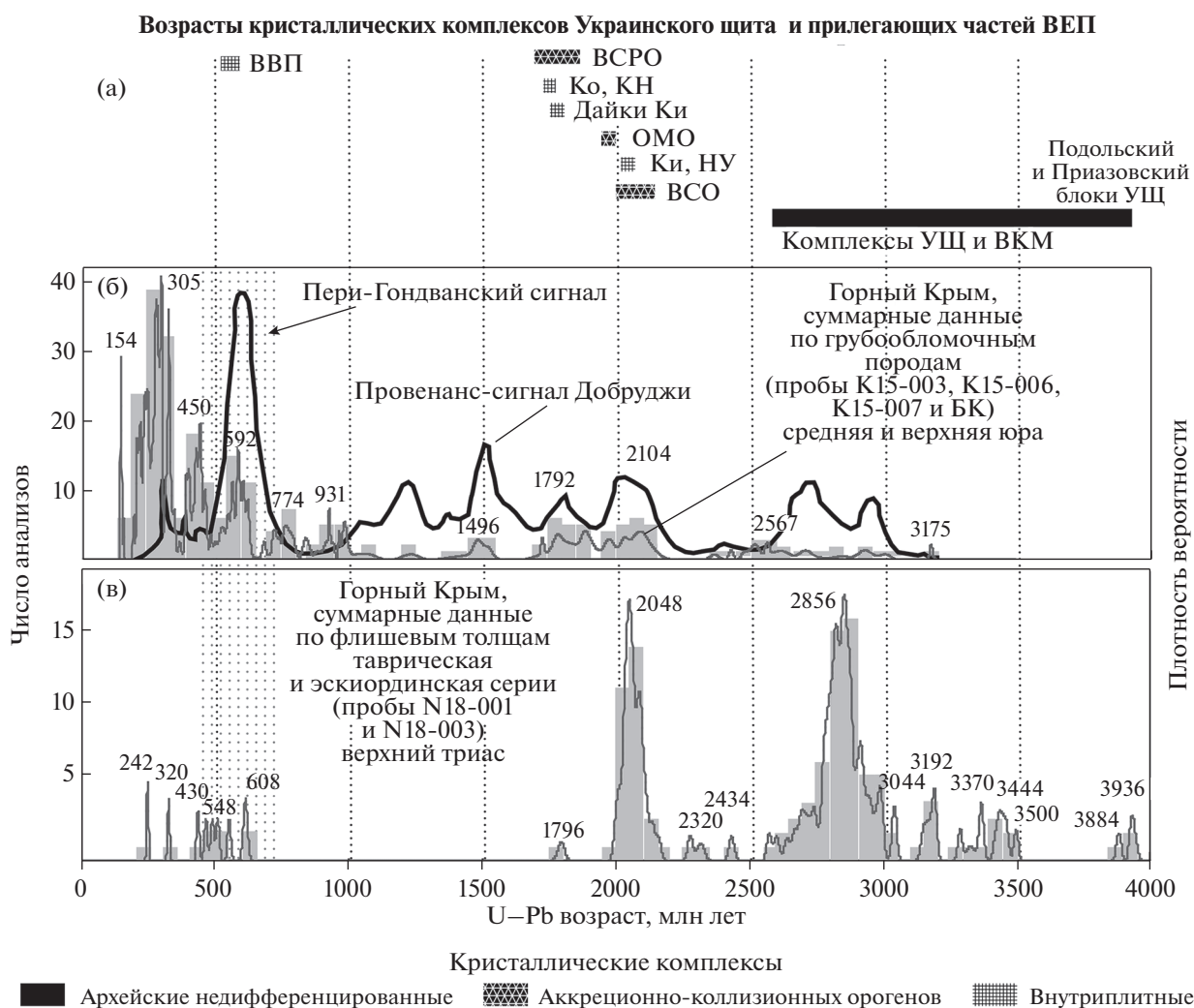


Рис. 15. Сопоставление результатов U–Pb датирования зерен детритового циркона из мезозойских толщ Крыма с аналогичными данными по Добрудже и возрастными кристаллическими комплексами Украинского щита.

(а) – Сводка возрастов кристаллических комплексов Украинского щита, по [48]. Обозначено: ВВП – Волынская вулканическая провинция, ВСРО – Волынско-Среднерусский ороген, плутоны: Ко – Коростеньский, КН – Корсунь-Новомиргородский, Ки – Кировоградский, НУ – Новоукраинский, ОМО – аккреционный ороген Осницк-Микашевичи, ВСО – Волго-Сарматский ороген.

(б–в) – Гистограммы и кривые плотности вероятности для U–Pb изотопных возрастов dZr из песчаников, участвующих в сложении: юрских грубообломочных (б) и верхнетриасовых флишевых (в) толщ Горного Крыма.

На (б) – провенанс-сигнал Добруджи (суммарные данные по 26 образцам ($n = 1833$) из позднепротерозойских–позднепалеозойских песчаников), по [85].

древними значениями возраста >3.0 млрд лет, в том числе 3 древнейших dZr с возрастом ~ 3.9 млрд лет (см. рис. 15, в). Присутствие в пробах таких зерен, а также очевидное хорошее соответствие возрастных диапазонов палеопротерозойских и архейских кристаллических комплексов юго-западной части Восточно-Европейской платформы и соответствующих популяций детритового циркона из таврической и эскиординской серий, указывает на то, что кристаллические комплексы, представленные в современной структуре Украинского щита, были первичными источниками этих цирконов (см. рис. 15, а). Кри-

сталлические комплексы с такими древними значениями возраста циркона чрезвычайно редки в мире, однако широко представлены в Подольском и Приазовском блоках Украинского щита.

Существенное различие наборов возрастов dZr в верхнетриасовых флишевых толщах и юрских конгломератах является отражением кардинального изменения источников сноса для изученных толщ. В позднем триасе в выполнении бассейна доминировали продукты разрушения кристаллических комплексов фундамента юго-западной Сарматской части Восточно-Европейской платформы. На временном рубеже между

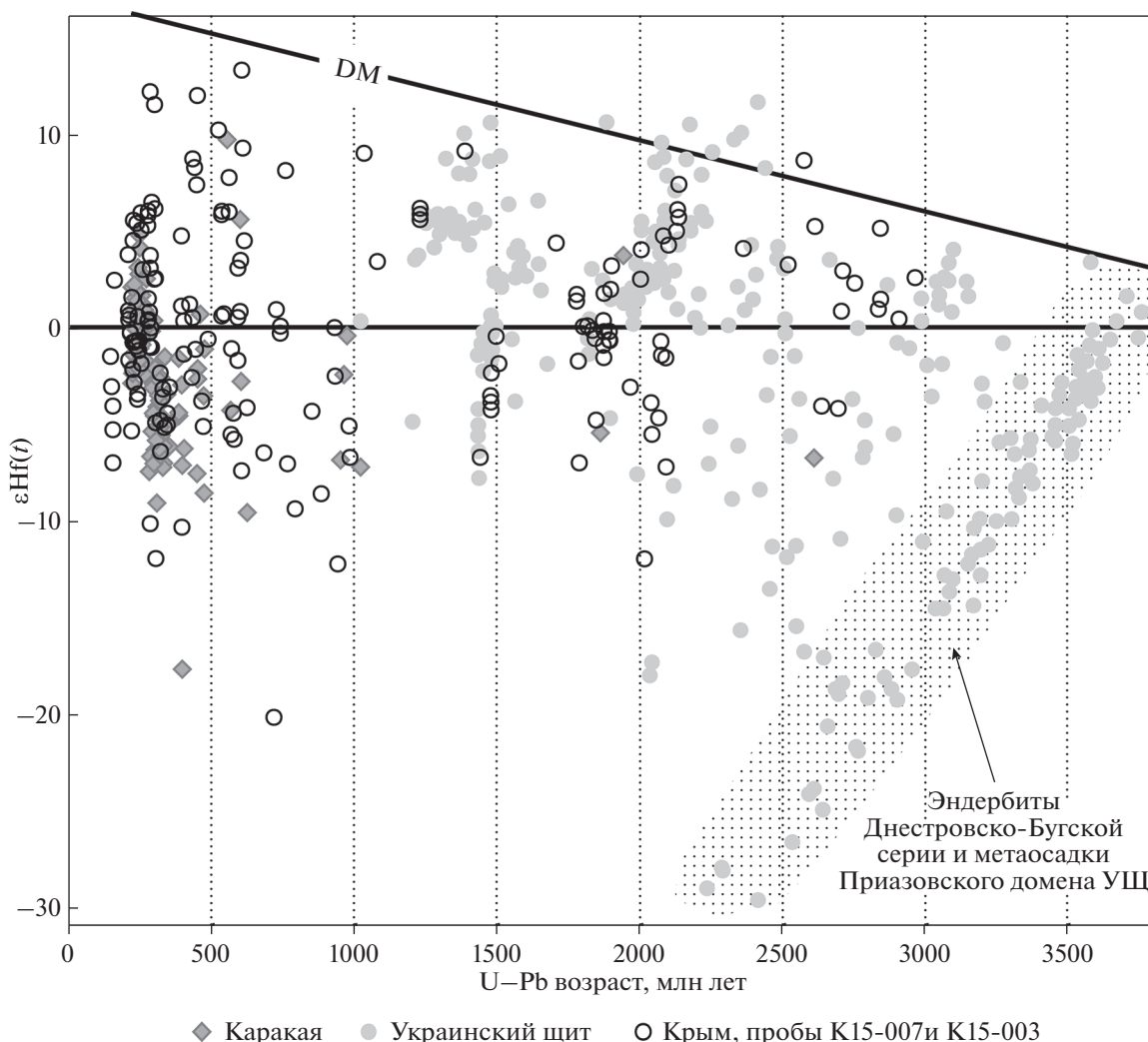


Рис. 16. Сопоставление Hf-изотопных характеристик dZr из образцов К15-007 и К-15-003 Горного Крыма с аналогичными характеристиками для dZr из пород Украинского щита (по [116]) и комплекса Каракая (Западные Понтиды) (по [127]).

поздним триасом и ранней юрой в бассейн перестали поступать продукты эрозии Сарматской части фундамента Восточно-Европейской платформы, но стал поступать материал, содержащий dZr с архейскими возрастaми в интервале от 2.5 до 3.0 млн лет и модельными возрастaми протолита только до 3.5 млрд лет. Такие популяции циркона широко представлены в любом архейском блоке коры.

Изученные нами верхнеюрские грубообломочные толщи Горного Крыма являются комплексами дельт Гильбертового типа и можно утверждать, что питающие провинции, породами которых сложены эти толщи, формировались в непосредственной близости от областей седиментации [62]. Эти питающие провинции, очевидно, представляют собой погруженные в настоящее время части домезозойского фундамента Северного Причерноморья – Горного Крыма

и/или сопредельных частей Скифской плиты, которые в юрское время были выведены к эрозионной поверхности и попали в размыв.

Таким образом, первичным источником dZr вендско-кембрийского возраста в породах юрских грубообломочных толщ Горного Крыма были кристаллические комплексы, сгенерированные в пределах северных периферических частей Гондваны. При этом более вероятно, что dZr попали в юрские конгломераты Горного Крыма за счет многократного рециклирования через осадочные толщи, а не за счет непосредственной эрозии кристаллических комплексов Пери-Гондванского происхождения.

Сходство провенанс-сигнала конгломератов Горного Крыма с обобщенным провенанс-сигналом Добруджи, являющейся частью Авалонских террейнов, доказывает родственность домезозойского основания Горного Крыма и Добруджи, и

как следствие соответствие фундамента Горного Крыма авалонскому типу Пери-Гондванских террейнов (см. рис. 15, б).

Предкавказье и Большой Кавказ

Кавказ — элемент строения Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса. В первом приближении в строении Кавказа выделяют три главные тектонические единицы — современные горные сооружения Большого (Северного) и Малого (Южного) Кавказа и разделяющую их Центрально-Кавказскую депрессию. Здесь мы коснемся лишь Большого Кавказа и его северного склона, сопряженного с Предкавказьем. Вполне исчерпывающие данные по геологическому строению Большого Кавказа, важные в контексте проводимого нами исследования, опубликованы в [9, 22, 70, 95, 119].

В строении Большого Кавказа выделяются разделенные главным Кавказским разломом домены южного склона Кавказа и Северного Кавказа. Северокавказский домен состоит из расположенных с севера на юг более мелких единиц:

- зона Главного хребта, включая Перевальную и Эльбрусскую подзоны;
- зона Передового хребта.

В основании северного склона Кавказа выделяется Бечасынская зона, которая фактически является уже крайним южным вовлеченным в альпийское воздымание элементом строения предкавказской части Скифской платформы.

В распространенных в зоне Главного хребта герцинских метаморфических породах булгунского и лабинского комплексов (Перевальная подзона), а также гондарского и макерского комплексов (Эльбрусская подзона) установлены многочисленные унаследованные зерна циркона с возрастными в диапазоне от 500 до 675 млн лет [95, 70].

В зоне Передового хребта наиболее низкие структурные элементы представлены кристаллическими сланцами и гнейсами блыбского метаморфического комплекса. Эти образования интродуцированы Балканским гранитоидным массивом. Результаты U—Pb изотопного (SHRIMP) датирования зерен акцессорного циркона из трех проб кварцевых диоритов этого массива показали значения возраста 574.1 ± 6.7 , 567.9 ± 6.9 и 549 ± 7.4 млн лет, типичные для возраста гранитоидов, установленных во фрагментах Пери-Гондваны, расположенных в пределах западноевропейских палеозоид [22].

Бечасынский метафорический комплекс, развитый в Бечасынской зоне, охарактеризован U—Pb датировками (SHRIMP) циркона в диапазоне 509—573 млн лет. Комплекс перекрыт чехлом, начинающимся с мощной молассоидной пестро-

цветной урлешской свиты, условно сопоставляемой со стратиграфическим интервалом средний кембрий—нижний силур. Датирование (SHRIMP) dZr из алевролитов этой свиты показало, что их возраст попадает в диапазон 507—657 млн лет с пиком (частотным максимумом) 528 млн лет [9]. Кроме того при датировании единичных dZr из кварцитов таллыкольской свиты чегемской серии, развитой на юге Бечасынской зоны, было установлено, что средний SHRIMP-возраст девяти из десяти идеально окатанных зерен циркона из р. Чегем около 524 млн лет [9].

Таким образом, на Большом Кавказе и в прилегающих частях Скифской платформы (Бечасынская зона) распространены вендские и кембрийские гранитоиды и вмещающие их метаморфиты, которые по своим возрастным характеристикам вполне могут быть сопоставлены с аналогичными образованиями блоков Пери-Гондваны. При этом (мета)осадочные толщи, которые могут быть интерпретированы как чехлы, перекрывающие на Большом Кавказе и в Бечасынской зоне вендские и кембрийские гранито-метаморфические образования, содержат зерна циркона эквивалентные по возрасту продуктам эрозии кристаллических комплексов Пери-Гондваны.

Приведенные геохронологические данные доказывают, что в структуре фундамента эпипалеозойских Скифской и Туранской платформ пояса Пери-Гондванских террейнов (тектонических блоков) из северных Аппалачей, Западной и Центральной Европы, Африки и Аравии протягивается в Северное Причерноморье, Предкавказье и Прикаспий, и прослеживается далее на восток, вплоть до южного Зауралья, участвуя в строении палеозоид южной части Урала (рис. 17).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В строении каледонских, герцинских и альпийских поясов Западной и Центральной Европы широко развиты докембрийские образования — это вовлеченные в строение фанерозойских складчатых поясов фрагменты северной (в древних координатах) позднепротерозойско-кембрийской окраины палеоконтинента Гондвана — Пери-Гондванские террейны [106, 107, 122]. Продукты разрушения Пери-Гондванских террейнов зафиксированы к настоящему времени в песчаниках из обломочных толщ Предкавказья, Кавказа и Закавказья, Ирана, южного (Анатолия) и западного (Балканы) Причерноморья, Северной Африки и Аравийского полуострова (Израиль, Иордания, Центральная Сахара и Марокко), Центральной (Саксо-Тюрингия, Срединно-Германский массив, Молданубикум, Богемский массив) и Западной (Центрально-Французский массив, Армориканский массив, Кантабрия и др.), а также из толщ, участвующих в строении аллох-



Рис. 17. Схема основных тектонических единиц платформенного стиля строения и складчатых поясов Северной Евразии (по данным [42]). Обозначено: ПКП – Прикаспийская плита, ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс, КК – Кокчетавский массив, УМ – Улутауский массив. Показано: места отбора проб (звездочка красным), идентификационный номер пробы (набор символов).

тонных структур северных Аппалачей (Ньюфаундленд).

Ансамбль блоков Пери-Гондванского происхождения прослеживается из Западной и Центральной Европы через Карпаты, Добруджу, Сербско-Македонский и Родопский массивы на Балканы, в Анатолию (в Анатолиды–Тауриды), Понтиды, Большой Кавказ и Закавказье (включая Дзирульский массив) и далее на восток – в Иран и Афганистан [84–87, 90, 95, 98, 103–105, 114, 118, 126, 129–131].

На юге Восточно-Европейская платформа структурно и пространственно сопряжена с эпигерцинскими Скифской и Туранской молодыми платформами, которые являются смыкающимися структурами между палеозоидами Западной Европы, примыкающими к Восточно-Европейской платформе с запада, и герцинидами Урала (уралидами), обрамляющими ее с востока. Поскольку до настоящего времени вещественный состав и возраст блоков фундамента Скифской и Туранской платформ слабо изучен, вопрос о предположительном трассировании пояса фрагментов Пери-Гондваны на восток через эти платформы из Западной Европы до Южного Урала и далее в Зауралье оставался открытым.

В статье проведен синтез и анализ результатов выполненного с участием авторов датирования dZr из верхнедокембрийских – фанерозойских толщ южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы, а именно, – верхнедокембрийских и кембрийско-ордовикских толщ Южного Урала, ордовика Прикаспия и мезозойских толщ Горного Крыма. Проведено

сопоставление полученных спектров возрастов dZr с референтными наборами возрастов, характеризующих Восточно-Европейскую платформу, Казахстан и Гондвану. Собраны геохронологические данные, характеризующие кристаллические породы Большого Кавказа.

Сравнение наборов возрастов dZr из ордовикских песчаников, вскрытых скв. № 2-Ордовикская в Соль-Илецком блоке Северного Прикаспия, а также ордовикских песчаников разных зон палеозоид Южного Урала с референтными наборами возрастов dZr , источниками которых были докембрийские комплексы Балтики и Казахстанского палеоконтинента, выявило во многих случаях очевидные существенные расхождения в возрастных, а для Кокчетавского массива и песчаников Прикаспия также и в Hf -изотопных характеристиках. Все это накладывает существенные ограничения на представление о том, что кристаллические комплексы Балтики и Казахстанского палеоконтинента были основными первичными источниками циркона для изученных ордовикских толщ.

В наборах dZr из ордовикских песчаников Прикаспия и некоторых зон Южного Урала значительную, а иногда и резко доминирующую роль играют dZr с возрастными в диапазоне ~600–500 млн лет. Для ордовикских толщ Сакмарской зоны, Восточно-Уральского поднятия и поднятия Уралау позднедокембрийские кристаллические комплексы с такими возрастными были определены локальными местными источниками. Это исключает удаленные комплексы с позднедокембрийскими и кембрийскими возрастными,

известными в пределах Восточно-Европейской платформы (комплексы Волынской вулканической провинции и тиманиды), в качестве питающих провинций в ордовикское время для осадочных бассейнов, реликты которых представлены в современном строении Прикаспия и разных зон Южного Урала. Кристаллические комплексы с возрастными от 450 до 750 млн лет типичны для Кадомских и Авалонских Пери-Гондванских террейнов.

Результаты изучения dZr из верхнеюрских конгломератов Горного Крыма показали, что среди датированных dZr присутствуют зерна, возрастные характеристики которых указывают на родственность погребенного фундамента Горного Крыма Добрудже, для которой доказана принадлежность структурам Амазонской части Пери-Гондваны, т.е. в строении фундамента Горного Крыма участвуют блоки, родственные Авалонским блокам (авалонидам). Для ордовикских толщ из Прикаспия и Южного Урала пока не удалось выявить надежные признаки, которые бы позволили определить тип Пери-Гондванских террейнов в питающей эти толщ провинции.

Благодарности. В обзор включены результаты исследований, которые выполнялись с нашим участием с 2008г. и проводились в течение более 15 лет. Мы очень благодарны коллегам Геологического института РАН (г. Москва, Россия), Стэнфордского университета (департамент геологии и экологии) (г. Стэнфорд, США), Университета Флориды (г. Гейнесвилл, США) и Центра GEMOS Университета Макуори (г. Сидней, Австралия), с которыми мы сотрудничали на всех этапах, включая полевые работы, подготовку проб, аналитические исследования и обсуждение полученных данных.

Авторы благодарны рецензенту чл.-корр. РАН, проф. В.Н. Пучкову (ИГиГ РАН, г. Екатеринбург, Россия), анонимному рецензенту за полезные комментарии, мы благодарны редакции журнала "Геотектоника" за высокопрофессиональную подготовку нашего обзора.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50154 (Экспансия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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 // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 14–19. <https://doi.org/10.31857/S2686739720090042>
2. Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Беккер А.Ю. Первые данные об эоархейских (3.95 млрд лет)

- породах в фундаменте Приазовского блока Украинского щита. – В кн.: *Фундаментальные вопросы тектоники и геодинамики*. – М.: ГЕОС, 2020. С. 20–26.
3. Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Вайлд С.А. Нижняя возрастная граница образования метатерригенных пород Высокопольской зеленокаменной структуры (Среднеприднепровский район Украинского щита) // Геологический журн. 2020. Т. 371. № 2. С. 03–17. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.2.199105>
 4. Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. – В кн.: *Тектоника и история развития Русской платформы*. – М.–Петроград: Государственное издательство, 1923. Ч. 1. 154 с.
 5. Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР. Европейская и среднеазиатская части. – М.–Л.: Гос. научно-техн. геол.-развед. изд-во, 1932. 425 с.
 6. Балувев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.
 7. Балувев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. – Объяснительная записка к "Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий". М-б 1 : 1500000. – Под ред. М.Г. Леонова – М.: ГЕОС. 2012, 104 с. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 597).
 8. Богданов А.А. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы // Вопросы теоретической и прикладной геологии. 1947. Сб. 4. С. 5–40.
 9. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
 10. *Геология СССР*. Т. 8. Крым. – Под ред. М.В. Муратова – М.: Недра, 1969. 575 с.
 11. Голионко Б.Г., Артемова О.А. Позднедокембрийские и палеозойские деформации восточной части Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. № 6. С. 3–10.
 12. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Деформации и последовательность формирования структур северной части области развития максюттовского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2018. № 1. С. 17–26.
 13. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Каньгина Н.А., Кузнецов Н.Б., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Гареев Б.И. Палеозойский возраст метатерригенных толщ максюттовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона // ДАН. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 11–17. <https://doi.org/10.31857/S2686739720080071>
 14. Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Сергеева Н.Д., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. Навышский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена // ДАН. 2014. Т. 458. № 2. С. 182–187. <https://doi.org/10.7868/S0869565214260168>

15. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. — М.: ГЕОС, 2012. 289 с. + 28 с. цв. вкл. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 602).
16. Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 584–588. <https://doi.org/10.7868/S0869565215290186>
17. Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Стрoение, возраст и обстановки формирования ордовикских комплексов северо-западного обрамления Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 24–42. <https://doi.org/10.7868/S0869592X18040026>
18. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. — М.: Наука. 1986. 248 с.
19. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. — Дис. ... д. г.-м. н. — ИГиГ УрО РАН: Екатеринбург, 1998. 253 с.
20. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. — М.: Наука, 1984. 185 с.
21. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
22. Камзолкин В.А., Латышев А.В., Видяпин Ю.П., Сомин М.Л., Смутьская А.И., 23. Иванов С.Д. Поздневендские комплексы в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. № 3. С. 42–57. <https://doi.org/10.7868/S0016853X18030037>
23. Карпинский А.П. Очерки Геологического прошлого Европейской России (Статья 1883–1894 гг. сь дополнительными примъчаниями). — Петроград: Военная Типография, 1919. 148 с. (на дореволюц. русском).
24. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. — Уфа: БФ АН СССР, 1961. 94 с.
25. Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. — М.: АН СССР, 1949. 168 с. (Тр. ИГН АН СССР. Вып. 104).
26. Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. — Автореф. дис. ... д. г. м.-н. — М.: ИФЗ РАН, 2009. 49 с.
27. Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейли С., Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В. Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798–805.
28. Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л., Шаццло А.В., Дронов А.В., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герлес Дж. Первые результаты U/Pb датирования (LA ICP MS) детритных цирконов из раннепалеозойских и девонских песчаников Южного Приладожья // ДАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 787–793.
29. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Пыжова Е.С., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В. Первые результаты U/Pb датирования детритных цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560–565. <https://doi.org/10.7868/S0869565216110189>
30. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов съльвицкой серии (Западный склон среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 86–90. <https://doi.org/10.7868/S0869565217090183>
31. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Дегтярев К.Е., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Пыжова Е.С. Первые результаты U/Pb датирования детритных цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664. <https://doi.org/10.7868/S0869565217240136>
32. Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В., Каныгина Н.А. Первые результаты U-Pb датирования детритных цирконов из ордовикских терригенных толщ Соль-Илецкого блока Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017. Т. 473. № 4. С. 435–458. <https://doi.org/10.7868/S0869565217040156>
33. Кузнецов Н. Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А. Первые результаты U–Pb LA–ICP–MS–изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313. <https://doi.org/10.7868/S0869565213210226>
34. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатева И.С. Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала — палеогеографический и палеотектонический аспекты // ДАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.
35. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала — подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии (“Australia Upside Down conception”) // Литосфера. 2012. № 4. С. 59–77.
36. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Орлов С.Ю., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Иванова Н.С., Меерт Дж. Первые данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) //

- ДАН. 2014. Т. 455. № 4. С. 427–432.
<https://doi.org/10.7868/S0869565214100181>
37. Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В. Первые находки скелетных фоссилий в кукаркаульской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // ДАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 378–383.
 38. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минералогия). — Под ред. Н.В. Шарова — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
 39. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. — М.: ГЕОС. 2010. 64 с.
 40. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М., Пыжова Е.С., Кузнецов Н.Б., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Бикбаев А.З., Романюк Т.В. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений западного Урала: синтез данных изотопного U—Pb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46.
 41. Маслов В.А., Якупов Р.Р., Артюшкова О.В., Мавринская Т.М. Новые данные по стратиграфии палеозой зоны массивов Крака (Южный Урал). — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1997. С. 29–36 (Ежегодник—1997).
 42. Международная тектоническая карта Европы. М-6: 1:5000000. — Под ред. Ю.Г. Леонова, В.Е. Хаина — ГИ РАН, Комис. геол. карты Мира, ВСЕГЕИ, ЮНЕСКО. 1996. 3-е изд. 1 л.
 43. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
 44. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
 45. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–22.
 46. Наливкин Д.В. Геологическая история Урала. Свердловск: Свердловск-ГИЗ, 1943. 94 с.
 47. Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р., Худoley А.К., Рубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2016. № 6. С. 20–27.
 48. 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 // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
 49. Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдждж Л., Ларионов А.Н., Постников А.В. Раннекембрийский сиенитовый и монзонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
<https://doi.org/10.31857/S0869-5903274357-400>
 50. Ожиганов Д.Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала // Уч. Зап. БашПГИ. Вып. IV. 1955. С. 55–92.
 51. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность. — Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны — М.: Научный мир, 2013. 264 с.
 52. Пейве А.В. Главнейшие типы глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 90–105.
 53. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. — М.: Наука, 1979. 188 с.
 54. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. — М.: Наука, 1979. 260 с.
 55. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
 56. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
 57. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.
<https://doi.org/10.7868/S0869565213310174>
 58. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TerraneChrono” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.
<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335>
 59. Романюк Т.В., Белоусова Е.А., Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Поиск источников детрита ордовикских песчаников Соль-Илецкого блока (скв. Ордовикская-2) на основе первых данных о геохимической и Lu/Hf-изотопной систематике цирконов // ДАН. 2019. Т. 487. № 1. С. 80–85.
<https://doi.org/10.31857/S0869-5652487182-87>
 60. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Паверман В.И., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Возраст и стратиграфическая позиция осадочных толщ Багрушинских гор, Южный Урал: первые результаты U—Pb датирования (LA—ICP—MS) детритового циркона // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 29–35.
<https://doi.org/10.31857/S2686739720080186>
 61. 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.
<https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019536-61>
 62. Рудько С.В. Литология проградационных структур в верхнеюрских—нижнемеловых отложениях Горного Крыма. — Дис. ... к. г. м.-н. — М.: ГИН РАН, 2014. 230 с.

63. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). — М.: Наука, 1976. 283 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283).
64. *Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б.* Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // *Геотектоника*. 2012. № 2. С. 65–96.
65. *Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А.* Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. — В кн.: *Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня*. — М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 84–134 (Тр. ГИН РАН. Вып. 561).
66. *Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Калинина Е.А., Дубинина С.В., Аристов В.А.* Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 32–47.
67. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.* Ордовикские комплексы конвергентной окраины в аллохтонах Южного Урала // *Геотектоника*. 2008. № 5. С. 49–78.
68. *Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Толмачева Т.Ю., Белоусова Е.А.* Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // *Геотектоника*. 2019. № 4. С. 43–59. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019343-59>
69. *Салихов Д.Н., Якупов Р.Р.* Геологическое положение и химический состав базальтов межкраинской зоны (северная часть Зилаирского мегасинклинория) // *Литосфера*. 2005. № 2. С. 60–67.
70. *Сомин М.Л., Натанов Л.М., Белоусова Е.А., Крёнер А., Конилов А.Н., Камзолкини В.А.* Псевдофундамент в доальпийской структуре Передового хребта северного Кавказа // *ДАН*. 2013. Т. 450. № 4. С. 445–449. <https://doi.org/10.7868/S0869565213160214>
71. *Тектоника Урала*. — Объяснительная записка к Тектонической карте Урала. М-6 1 : 1000000. — Под ред. А.В. Пейве, С.Н. Иванова, В.М. Нечухина, А.С. Перфильева, В.Н. Пучкова — М.: Наука, 1977. 148 с.
72. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. 606 с.
73. *Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П. и др.* Формации Сакмарского аллохтона. — М.: Наука. 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 311).
74. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. — М.: АН СССР, 1961. 352 с. (Тр. ГИН. 1961. Вып. 37).
75. *Херасков Н.П.* Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1948. № 5. С. 121–134.
76. *Херасков Н.П., Перфильев А.С.* Основные особенности геосинклинальных структур Урала. В кн.: *Проблемы региональной тектоники Евразии*. — Под ред. Н.П.Хераскова — М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 35–63. (Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 92).
77. *Чувашов Б.И.* Динамика развития Предуральского краевого прогиба. 1998 // *Геотектоника*. 1998. № 3. С. 22–37.
78. *Чибрикова Е.В.* Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). — М.: Наука. 192 с.
79. *Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семенова 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 // *ДАН. Науки о Земле*. Т. 492. № 1. С. 23–28. <https://doi.org/10.31857/S2686739720050060>
80. *Шатский Н.С.* Основные черты строения Восточно-Европейской платформы // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1946. № 1. С. 5–62.
81. *Шатский Н.С.* Рифейская эра и байкальская фаза складчатости. — В кн.: *Академик Шатский. Избранные труды*. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. С. 600–619.
82. *Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н.* Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. — Екатеринбург, 2002. 158 с.
83. *Янишин А.Л.* О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1955. Т. 30. № 5. С. 51–73.
84. *Abbo A., Avigad D., Gerdes A.* Crustal evolution of Peri-Gondwana crust into present day Europe: The Serbo-Macedonian and Rhodope massifs as a case study // *Lithos*. 2020. Vol. 356–357. P. 105295. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105295>
85. *Balintoni I., Balica C.* Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): A detrital zircon study // *Precambrian Research*. 2016. Vol. 278. P. 34–51. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.008>
86. *Balintoni I., Balica C., Ducea M.N., Hann H.-P.* Peri-Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A review of their spatial distribution, origin, provenance, and evolution // *Geosci. Frontiers*. 2014. Vol. 5. P. 395–411. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.09.002>
87. *Balintoni I., Balica C., Seghdi A., Ducea M.N.* Peri-Amazonian provenance of the Central Dobrogea terrane (Romania) attested by U/Pb detrital zircon age patterns // *Geologica Carpatica*. 2011. Vol. 62. No. 4. P. 299–307. <https://doi.org/10.2478/v10096-011-0023-x>
88. *Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.* Igneous zircon: trace element compositions as indicators of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 143. No. 5. P. 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
89. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. 2008. Vol. 160. No. 1-2. P. 23–45.

90. Bonev N., Ovtcharova-Schaltegger M., Moritz R., Marchev P., Ulianov A. Peri-Gondwanan Ordovician crustal fragments in the high-grade basement of the Eastern Rhodope Massif, Bulgaria: evidence from U–Pb LA-ICP-MS zircon geochronology and geochemistry // *Geodinamica Acta*. 2013. Vol. 26. Is. 3–4. P. 207–229.
<https://doi.org/10.1080/09853111.2013.858942>
91. Claesson S., Artemenko G., Bogdanova S., Shumlyanskyy L. Archean Crustal Evolution in the Ukrainian Shield. – In: *Earth's oldest rocks*, Ed. by M. van Kranendonk, V. Bennett, E. Hoffmann, (Elsevier, N.Y., USA, 2019, 2nd edn.). P. 837–854.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63901-1.00033-2>
92. Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyy L., Dhuime B., Hawkesworth C. The oldest crust in the Ukrainian Shield – Eoarchean U–Pb ages and Hf–Nd constraints from enderbites and metasediments. – In: *Continent formation through time*, Ed. by N.M.W. Roberts, M. van Kranendonk, S. Parman, S. Shirey, P.D. Clift, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2014. Vol. 389). P. 227–259.
<https://doi.org/10.1144/SP389.9>
93. Cowgill E., Forte A.M., Niemi N., Avdeev B., Tye A., Trexler C., Javakhishvili Z., Elashvili M., Godoladze T. Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance // *Tectonics*. 2016. Vol. 35. P. 2918–2947.
<https://doi.org/10.1002/2016TC004295>
94. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.12.014>
95. Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G., Lee Y.-H., Okrostsvavidze A., Beridze G., Vardanashvili K. U–Pb LA-ICP-MS dating of zoned zircons from the Greater Caucasus pre-Alpine crystalline basement: Evidence for Cadomian to Late Variscan evolution // *Geologica Carpathica*. 2020. Vol. 71. No. 3. P. 249–263.
<https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.3.4>
96. Griffin W.L., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Terrane chron analysis of zircons from Western Australian samples record // *Western Australia Geol. Surv.* 2007. Vol. 4. P. 52.
97. Haug E. Les géosynclinaux et les aires continentales // *Bulletin de la Société Géologique de France*. Ser 3. 1900. Vol. 28. P. 617–711.
98. Horton B.K., Hassanzadeh J., Stockli D.F., Axen G.J., Gillis R.J., Guest B., Amini A., Fakhari M.D., Zamanzadeh S.M., Grove M. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics // *Tectonophysics*. 2008. Vol. 451. P. 97–122.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063>
99. Kober B., Kalt A., Hanel M., Pidgeon R.T. SHRIMP dating of zircons from high-grade metasediments of the Schwarzwald/SW-Germany and implications for the evolution of the Moldanubian basement // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. Vol. 147. № 3. P. 330–345.
<https://doi.org/10.1007/s00410-004-0560-8>
100. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western central Asian orogenic belt // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 28–43.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.012>
101. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // *Int. J. Earth Sci.* 2019. Vol. 8. Is. 7. P. 2407–2428.
<https://doi.org/10.1007/s00531-019-01770-2>
102. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Research*. 2013. Vol. 236. P. 16–30.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.006>
103. Linnemann U., Gerdes A., Drost K., Buschmann B. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U–Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, NE Bohemian massif, Germany). In: *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*, Ed. by U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf, (GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 423), P. 61–96.
104. Mayringer F., Treloar P.J., Gerdes A., Finger F., Shengelia D. New age data from the Dzirula massif, Georgia: Implications for the evolution of the Caucasian Variscides // *Am. J. Sci.* 2011. Vol. 311. P. 404–441.
<https://doi.org/10.2475/05.2011.02>
105. Moghadam H.S., Li X.-H., Griffin W.L., Stern R.J., Thomsen T.B., Meinhold G., Aharipour R., O'Reilly S.Y. Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology // *Lithos*. 2017. Vol. 268–271. P. 87–101.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.00>
106. Murphy J.B., Nance R.D. The Pangea conundrum // *Geology*. 2008. Vol. 36. P. 703–706.
<https://doi.org/10.1130/G24966A.1>
107. Nance R.D., Linnemann U. The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance // *GSA Today*. 2009. Vol. 18. № 12. P. 4–12.
<https://doi.org/10.1130/GSATG24A.1>
108. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov, E.I., Rubtsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. – In: *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. Vol. 428), P. 241–264.
<https://doi.org/10.1144/SP428.1>
109. Okay A.I., Altiner D., Kilic A.M. Triassic limestone, turbidite and serpentinite – Cimmeride orogeny in the Central Pontides // *Geol. Magazine*. 2015. Vol. 152. Is. 3. P. 460–479.
<https://doi.org/10.1017/S0016756814000429>

110. Paoli G., Stokke H.H., Rocchi S., Sirevaag H., Ksienzyk A.K., Jacobs J., Košler J. Basement provenance revealed by U–Pb detrital zircon ages: A tale of African and European heritage in Tuscany, Italy // *Lithos*. 2017. Vol. 277. P. 376–387. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.017>
111. Pisarevsky S.A., Murphy J.B., Cawood P.A., Collins A.S. Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems. – In: *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*, Ed. by R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2008, Vol. 294), P. 9–31. <https://doi.org/10.1144/SP294.2>
112. Poprawa P., Krzemińska E., Paczeńska J., Armstrong R. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – Relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia // *Precambrian Research*. 2020. Vol. 346. P. 105817. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105817>
113. Rolland Y., Hässig M., Bosch D., Meijers M.J.M., Sossion M., Bruguière O., Adamia, Sh., Sadradze N. A review of the plate convergence history of the East Anatolia-Transcaucasus region during the Variscan: Insights from the Georgian basement and its connection to the Eastern Pontides // *J. Geodynam.* 2016. Vol. 96. P. 131–145. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.003>
114. Ruban D.A., Al-Husseini M.I., Iwasaki Y. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics // *GeoArabia*. 2007. Vol. 12. № 3. P. 35–53.
115. Salin E., Sundblad K., Woodard J., O'Brien H. The extension of the Transscandinavian Igneous Belt into the Baltic Sea region // *Precambrian Research*. 2019. Vol. 328. P. 287–308. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.016>
116. Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billstrom K., Claesson S., Storey C. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic // *Precambrian Research*. 2015. Vol. 260. P. 39–54. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.01.007>
117. Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: New U–Pb ages and Hf isotopes in zircon // *Precambrian Research*. 2017. Vol. 292. P. 216–239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
118. Siehl A. Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment: A review. – In: *Geological evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range*, Ed. by M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2015. Vol. 427), P. 57–88. <https://doi.org/10.1144/SP427.8>
119. Somin M. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: brief overview // *Turkish J. Earth Sci.* 2011. Vol. 20. P. 545–610. <https://doi.org/10.3906/yer-1008-6>
120. Stampfli G.M., Hochard C., Verard C., Wilhem C., von Raumer J. The formation of Pangea // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 595. Is. 8. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037>
121. Stepanyuk L.M., Kurylo S.I., Dovbush T.I., Grinchenko O.V., Syomka V.O., Bondarenko S.M., Shumlyanskyy L.V. Geochronology of granitoids of the eastern part of the Ingul region (the Ukrainian shield) // *Geochem. Ore Formation*. 2017. Vol. 38. P. 3–13. <https://doi.org/10.15407/gof.2017.38.003>
122. Stephan T., Kroner U., Romer R.L. The pre-orogenic detrital zircon record of the Peri-Gondwanan crust // *Geol. Magazine*. 2019. Vol. 156. Is. 2. P. 281–307. <https://doi.org/10.1017/S0016756818000031>
123. Suess E. The face of the Earth. Oxford: Clarendon Press, 1908. Vol. 3. P. 416. (In German).
124. Torsvik T.H. Earth history: A journey in time and space from base to top // *Tectonophysics*. 2019. Vol. 760. P. 293–313. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.09.009>
125. Tye A.R., Niemi N.A., Safarov R.T., Kadirov F.A., Babayev G.R. Sedimentary response to a collision orogeny recorded in detrital zircon provenance of Greater Caucasus foreland basin sediments // *Basin Research*. 2021. Vol. 33. Is. 2. P. 933–967. <https://doi.org/10.1111/BRE.12499>
126. Ustaömer P.A., Ustaömer T., Gerdes A., Zulauf G. Detrital zircon ages from a Lower Ordovician quartzite of the Istanbul exotic terrane (NW Turkey): evidence for Amazonian affinity // *Int. J. Earth Sci. (Geologica Rundschau)*. 2009. Vol. 100. No. 1. P. 23–41. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0498-1>
127. Ustaömer P.A., Ustaömer T., Robertson A.H.F., Gerdes A. Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey // *Int. J. Earth Sci.* 2016. V. 105. No. 1. P. 7–38. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1225-8>
128. Vasey D.A., Cowgill E., Roeske S.M., Niemi N., Godoladze T., Skhirtladze I., Godoladze S. Evolution of the Greater Caucasus basement and formation of the Main Caucasus Thrust, Georgia // *Tectonics*. 2020. Vol. 6. P. 1–26. <https://doi.org/10.1029/2019TC005828>
129. Vozárová A., Rodionov N., Šarinová K., Presnyakov S. New zircon ages on the Cambrian–Ordovician volcanism of the Southern Gemicum basement (Western Carpathians, Slovakia): SHRIMP dating, geochemistry and provenance // *Int. J. Earth Sci. (Geologica Rundschau)*. 2017. Vol. 106. No. 6. P. 2147–2170. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1420-2>
130. Zlatkin O., Avigad D., Gerdes A. Evolution and provenance of Neoproterozoic basement and Lower Paleozoic siliciclastic cover of the Menderes Massif (western Taurides): Coupled U–Pb–Hf zircon isotope geochemistry // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. P. 682–700. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.006>
131. Zlatkin O., Avigad D., Gerdes A. Peri-Amazonian provenance of the Proto-Pelagonian basement (Greece), from zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopic geochemistry // *Lithos*. 2014. Vol. 184–187. P. 379–392. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.010>

Peri-Gondwanan Blocks in the Structure of the Southern and Southeastern Framing of the East European Platform

N. B. Kuznetsov^a, T. V. Romanyuk^{b, *}

^a*Geological Institute RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, bld. 10, str. B. Grusinskaya, 123242 Moscow, Russia*

**e-mail: t.romanyuk@mail.ru*

Synthesis of the results of U–Pb dating of detrital zircons (dZr) from the Uppermost Precambrian–Phanerozoic strata of the southern and southeastern framing of the East European Platform is presented. Specifically, from the Uppermost Precambrian and Cambrian–Ordovician strata of the Southern Urals, Ordovician strata of the Cis-Caspian Sea region and Jurassic coarse-clastic strata and Upper Triassic fliish strata of the Mountainous Crimea. Comparative analysis of the spectra of U–Pb ages of dZr from the above objects with similar data characterizing the sandstones of the Uppermost Precambrian and Cambrian–Ordovician strata participating in the structure of the Peri-Gondwanan terrains was carried out. In our research it was shown that the belt of the Peri-Gondwanan terranes, known in the northern Appalachians, Western and Central Europe, Middle East, Northern Africa and Arabia, was traced into the northern part of the Cis-Black Sea region, the Cis-Caucasus and Cis-Caspian Sea regions, formed the basements of the Scythian and Turanian Epi-Paleozoic platforms, and is traced further eastward up to the Southern Trans-Urals, were involved into the structure of the Paleozooids of the Southern Urals.

Keywords: Peri-Gondwana, the Cadomian orogeny, Peri-Gondwanan terrains, Baltica, East European Platform, Mountainous Crimea, Cis-Caspian Sea region, Southern Urals, the Latest Precambrian, the Phanerozoic, detrital zircons, U–Pb isotopic age