

## ЭПИЗОДЫ АНОМАЛЬНО ВЫСОКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ

**В.В. Голозубов<sup>1</sup>, М.В. Желдак<sup>1</sup>, Н.Н. Крук<sup>2</sup>, С.А. Касаткин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: [golozubov@fegi.ru](mailto:golozubov@fegi.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т ак. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: [kruk@igm.nsc.ru](mailto:kruk@igm.nsc.ru)

Поступила в редакцию 26 марта 2018 г.

На примерах структур позднепермского-раннетриасового, ранне-поздне мелового и ранне-среднемиоценового этапов формирования восточной окраины Азии показано, что в истории развития земной коры выделяются рубежи тектонических перестроек, которые происходили практически мгновенно с геологической точки зрения, т.е. их продолжительность зачастую ниже разрешающей способности как локальных методов изотопного датирования, так и палеонтологических определений.

**Ключевые слова:** тектонические дислокации, биостратиграфия, U-Pb датировки, интрузивный магматизм, вулканизм, геодинамические обстановки, Тихоокеанская окраина Азии.

### ВВЕДЕНИЕ

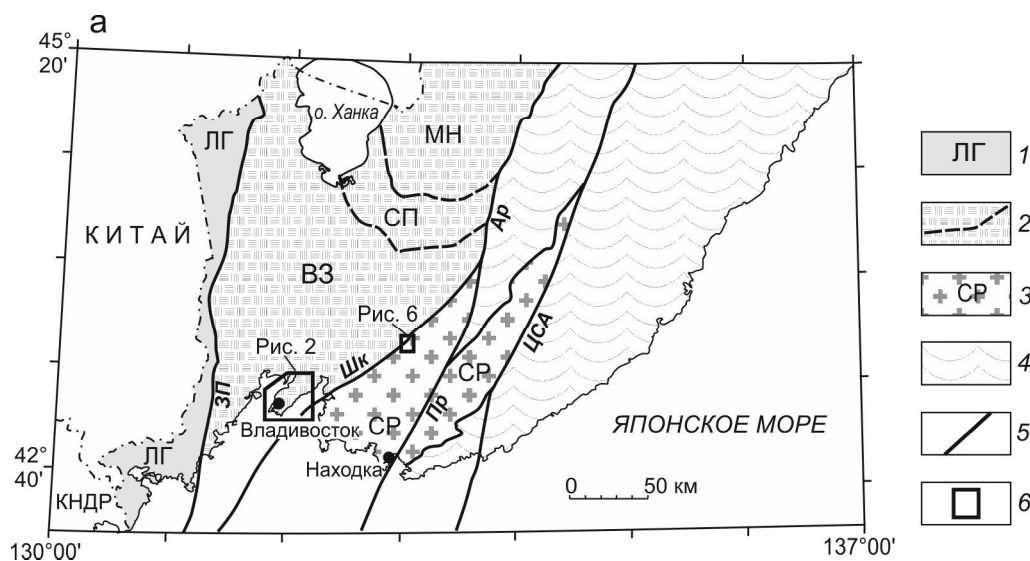
При прослеживании во времени динамики формирования структур орогенных поясов давно известны ситуации, когда длительные периоды относительно стабильного развития в рамках одного геодинамического режима (например, в обстановках активной, пассивной или трансформной окраин) сменяются эпохами складчатости, внедрения больших объемов гранитоидов, горообразования и последующей денудации. После этого развитие протекало нередко в кардинально изменившейся геодинамической обстановке с формированием, как раньше говорили, «верхнего структурного этажа». Датирование этапов относительно стабильного развития основано на результатах изучения ископаемых остатков фауны и флоры в разрезах осадочных и вулканогенно-осадочных образований, накопившихся в течение этих этапов. Материалы палеонтологических и биостратиграфических исследований являются главнейшей основой геологических карт и выводов об истории геологического развития территорий.

Другой подход к датированию геологических событий используют геологи, изучающие проявления интрузивного и эффузивного магматизма. Окончательно этот подход оформился с массовым введением в практику методов прецизионного радиологического датирования. В этом случае речь идет о рубежах эндо-

генной активности, на которые падает большинство изотопных датировок магматических (а также и метаморфических) событий. Отличительная особенность этих рубежей – пестрота магматизма, появление нескольких разнотипных магматических ассоциаций в узком временном интервале, что свидетельствует о резких изменениях P-T-d-параметров в коре и мантии, многообразии и быстрой смене источников магм. Такие рубежи отделяются друг от друга этапами с существенно более низкой эндогенной активностью, когда магматизм, если он проявлен, «растянут» во времени и относительно однороден.

Корреляция палеонтологических и геохронологических данных показывает, что эпизоды тектонических перестроек в рамках первого подхода полностью соответствуют «рубежам» второго. То есть главные импульсы эндогенной активности приурочены именно к рубежам тектонических перестроек, эпохам складчатости и орогенеза.

Одним из ключевых вопросов для понимания специфики процессов, происходящих на рубежах тектонических перестроек, является оценка их скорости (и, следовательно, длительности соответствующих геологических событий). В большинстве случаев эти события происходят практически мгновенно с геологической точки зрения, т.е. их продолжительность зачастую оказывается ниже разрешающей способности



**Рис. 1.** Схема террейнов Южного Приморья (по [3]).

1 – Лаоэлин-Гродековский террейн – фрагмент позднепалеозойской активной окраины; 2 – террейны раннепалеозойского Бурей-Ханкайского орогенного пояса: МН – Матвеевско-Нахимовский, СП – Спасский, ВЗ – Вознесенский и границы между ними (пунктир); 3 – Сергеевский террейн – фрагмент палеозойской и раннемезозойской пассивной окраины, включенный в структуру позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса; 4 – юрские и раннемеловые террейны Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса; 5 – разломы, в т.ч. ЗП – Западно-Приморский, ШК – Шкотовский, Ар – Арсеньевский, Пр – Партизанский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский; 6 – расположение участков, показанных на рис. 2 и 6.

как локальных методов изотопного датирования, так и палеонтологических определений.

В данной работе эта закономерность рассмотрена на примерах структур Тихоокеанской окраины Азии. В основу статьи легли результаты исследований авторов, а также опубликованные данные по рассматриваемым вопросам.

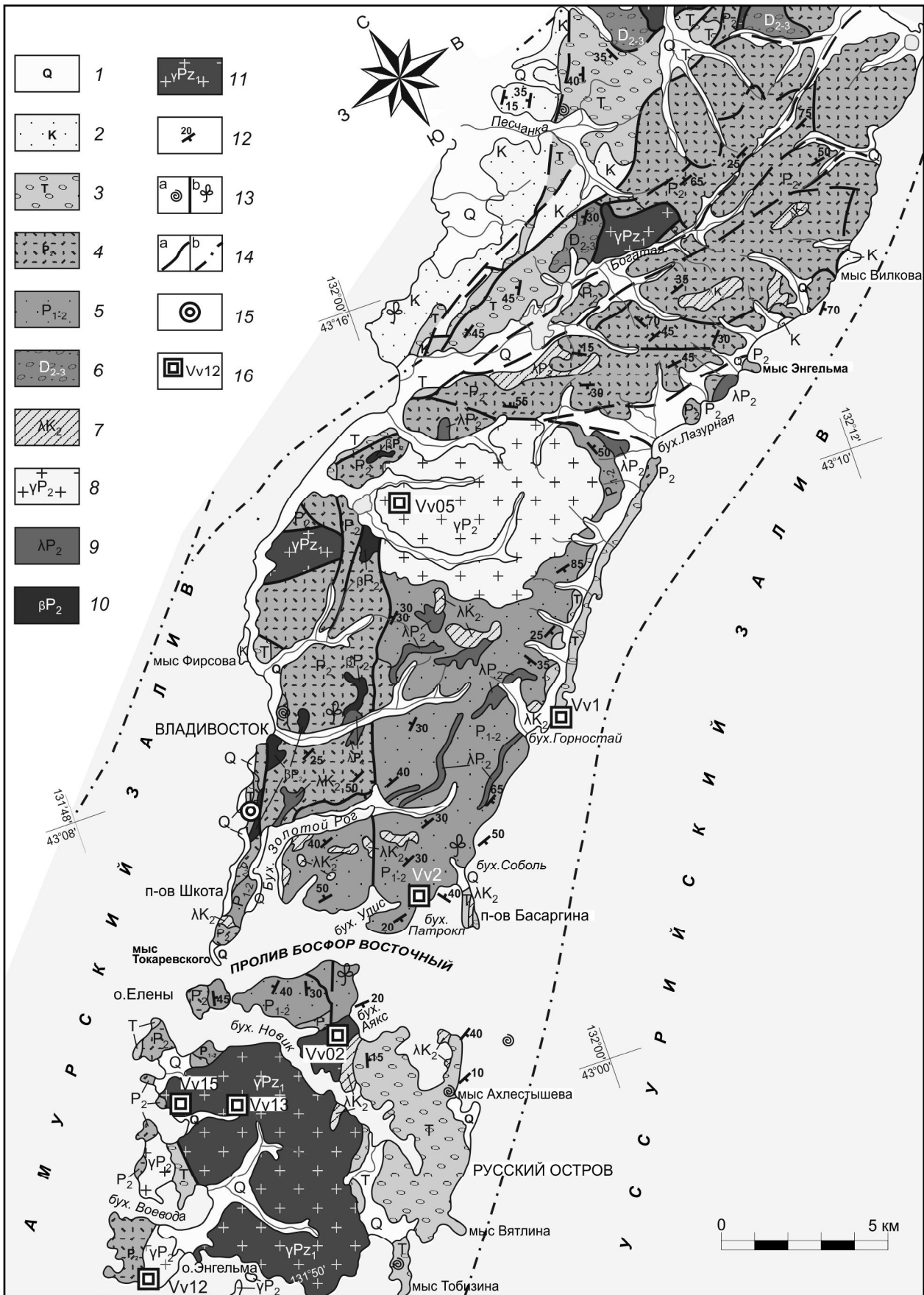
#### ГРАНИЦА ПЕРМИ И ТРИАСА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВОЗНЕСЕНСКОГО ТЕРРЕЙНА (П-ОВ МУРАВЬЕВА-АМУРСКОГО, РАЙОН Г. ВЛАДИВОСТОК, РИС. 1, 2)

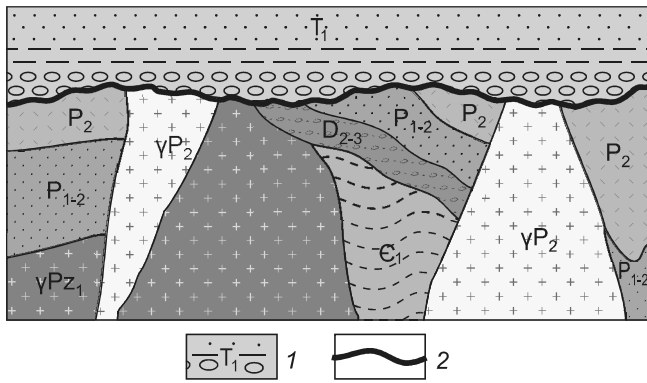
Вознесенский террейн образован нижнекембрийскими осадочными и вулканогенными образованиями пассивной континентальной окраины [3], прорванными гранитоидами ордовик-силурийского

возраста (Артемовский и Надеждинский массивы, массив о. Русский и др., 420–450 млн л.) [8]. Чехол террейна в рассматриваемом районе представлен развитыми локально средне-позднедевонскими красноцветными континентальными отложениями [3] и более широко распространенными пермскими образованиями (рис. 2 и 3). Последние, как предполагается, формировались в обстановке трансформных границ плит [7, 8] и включают терригенную толщу, накопление которой происходило в прибрежно-морских условиях и на континенте (поспеловская свита, до 2500 м, кунгурский и рудский ярусы), согласно перекрытую толщей вулканитов среднего и кислого состава, чередующихся с пачками вулканогенно-осадочных и прибрежно-морских осадочных пород (владивостокская, чандалазская и людянзинская свиты общей мощ-

**Рис. 2.** Геологическая карта п-ова Муравьева-Амурского и о. Русский. Составлена с использованием геологических карт масштаба 1:50 000 (авторы Н.Г. Мельников и др., 1991 г.), с уточнениями.

1 – выходы рыхлых четвертичных отложений и морская акватория; 2 – эпиконтинентальные нижнемеловые угленосные отложения (никанская серия) и ниже-верхнемеловые пестроцветные отложения (коркинская серия); 3 – прибрежно-морские триасовые отложения; 4 – верхнепермские осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (владивостокская, чандалазская и людянзинская свиты); 5 – ниже-верхнепермские прибрежно-морские и эпиконтинентальные отложения (поспеловская свита); 6 – средне-верхнедевонские эпиконтинентальные отложения (люторгская свита); 7 – позднепермские риолиты; 8 – позднепермские граниты (седанкинский комплекс); 9 – позднепермские риолиты; 10 – позднепермские диабазы и габбро; 11 – раннепалеозойские гранитоиды; 12 – элементы залегания пород; 13 – точки сборов ископаемой фауны (а) и флоры (б); 14 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 15 – точка отбора проб для определения U-Pb возраста аксессуарных и детритовых цирконов в базальных конгломератах триаса (см. рис. 4); 16 – точки отбора проб для определения изотопного возраста цирконов из гранитоидов (по [23]) и монацитов из песчаников (по [25]) и их номера.





**Рис. 3.** Схема структурных взаимоотношений палеозойских и нижнетриасовых комплексов южной части Вознесенского террейна.

Пояснения в тексте. Масштабы не выдержаны.

1 – базальные конгломераты, перекрытые алевролитопесчаными отложениями (индский ярус нижнего триаса); 2 – угловое несогласие. Легенду дотриасовых образований см. на рис. 2.

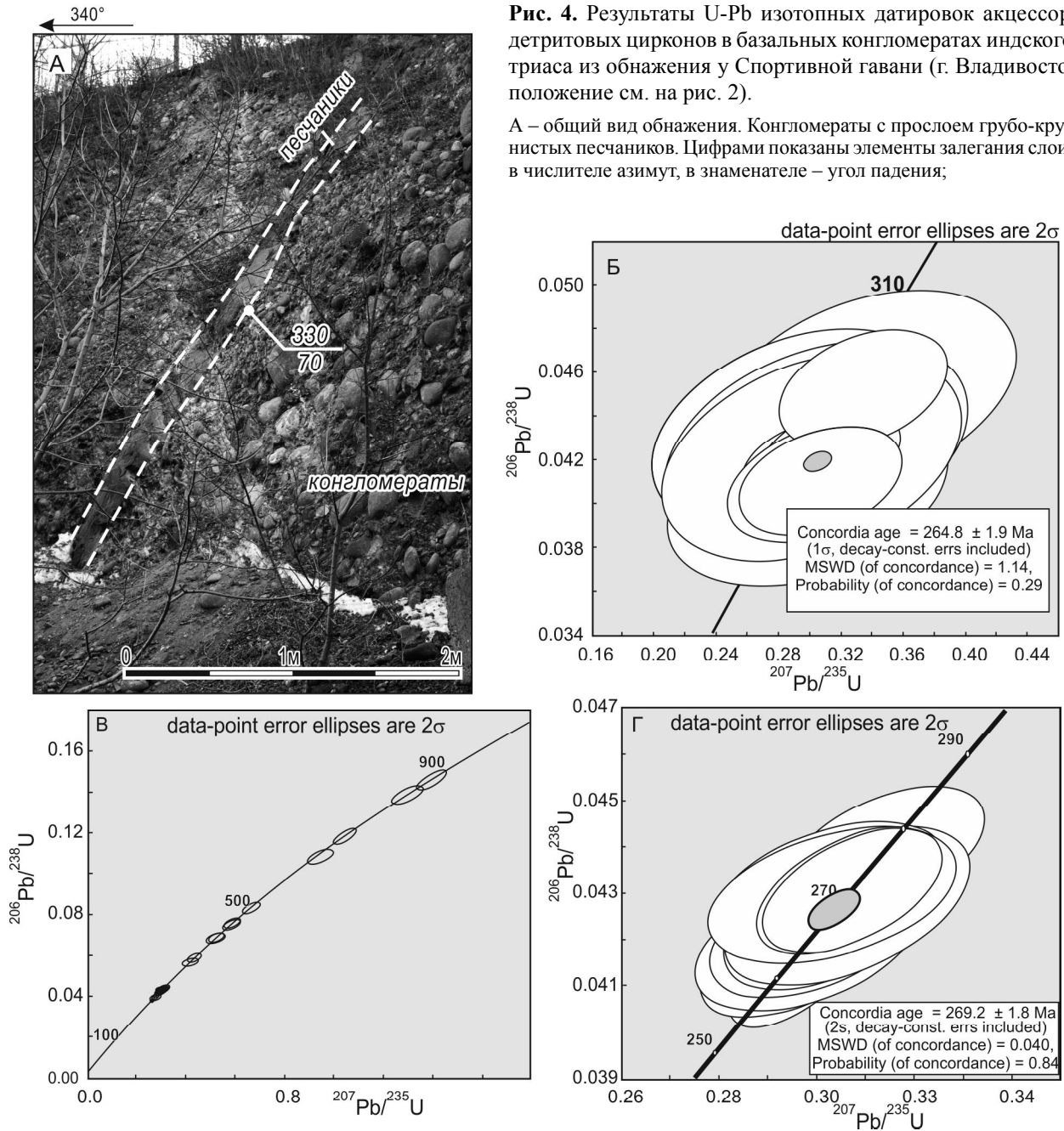
ностью до 2300 м, фауна кэптенского, вучапинского и чансинского ярусов) [26]. Людянзинская свита, завершающая разрез пермских образований этого района, по остаткам фауны датируется джюльфинским и дорашамским ярусами (вучапинским и чансинским ярусами международной шкалы), то есть ее формирование закончилось позднее 254 млн лет (подошва чансинского века) [26]. Далее последовало складкообразование и внедрение седанкинского комплекса гранитов, цирконы в которых датированы цифрами  $249.7 \pm 3.5$  и  $260.7 \pm 3.1$  млн лет (табл.) [23]. В подошве перекрывающих с угловым несогласием триасовых прибрежно-морских терригенных отложений установлена пачка базальных конгломератов, содержащих гальки и валуны пестрой гаммы вулканических, осадочных пород (в том числе – известняков с фораминиферами чанда-

**Таблица.** Расположение точек отбора проб, типы пород и U-Pb возраст аксессуарных цирконов в гранитоидах окрестностей г. Владивостока (по [22]).

№№ обр.	Расположение точек отбора	Породы	Возраст (млн л.)
Vv02	43°02'08" СШ 131°53'03" ВД	Граниты	$422.2 \pm 2.5$
Vv05	43°12'08" СШ 131°59'20" ВД	Граниты	$260.7 \pm 3.1$
Vv12	42°58'55" СШ 131°45'11" ВД	Граниты	$249.7 \pm 3.5$
Vv13	43°01'59" СШ 131°48'54" ВД	Гранодиориты	$431.9 \pm 2.7$
Vv15	43°02'11" СШ 131°47'45" ВД	Граниты порфиридные	$423.7 \pm 3.2$

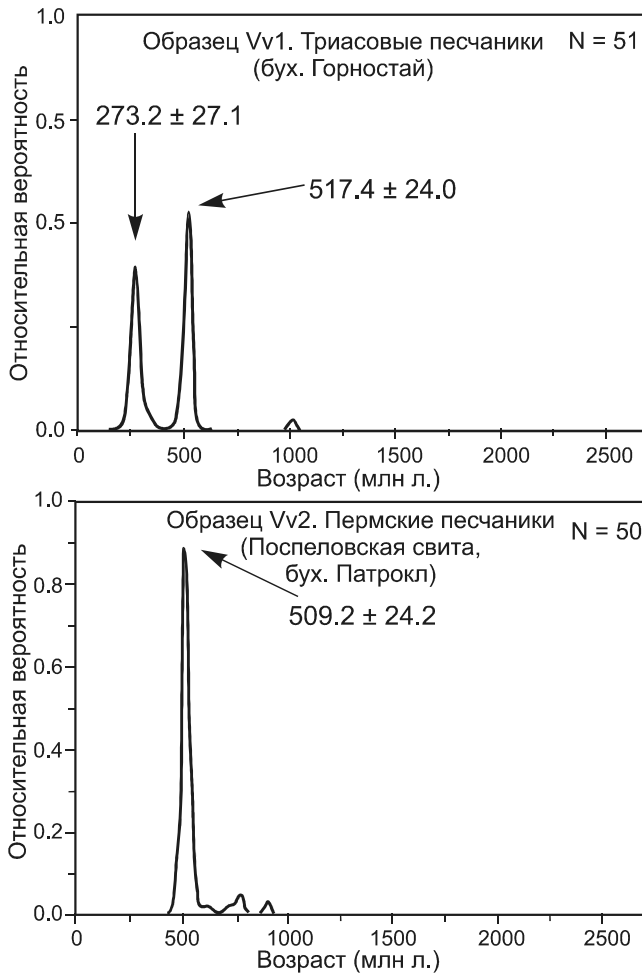
лазского горизонта) и гранитоидов. Среди последних в обнажении на берегу Спортивной гавани г. Владивостока нами установлены граниты с цирконами, возраст которых  $265 \pm 1.8$  млн лет (рис. 4 А, Б), то есть в первом приближении их можно считать принадлежащими тому же седанкинскому комплексу. Из прослоя грубо-среднезернистого песчанка в конгломератах этого же обнажения датировано 50 зерен детритовых цирконов, из них 36 – конкордантные. 17 точек дают датировку  $269 \pm 2$  млн лет, остальные – более древние (рис. 4, В, Г). В соответствии с этими данными можно предполагать, что седанкинский комплекс включает несколько фаз внедрения в промежутке времени между 270 и 250 млн лет, причем первые фазы происходили, по-видимому, параллельно с вулканизмом владивостокского времени. Не исключено также, что в числе источников детритовых цирконов с возрастом  $269 \pm 2$  млн лет в базальных конгломератах триаса являются кислые вулканические породы владивостокской свиты (кэптенский век). Этим выводам не противоречат датировки детритовых монацитов (с пиком  $273.2 \pm 27.1$  млн лет), выделенных из песчаников базальной толщи триаса в районе бухты Горностаи (г. Владивосток) (рис. 5) [25]. Как и следовало ожидать, песчаники поспеловской свиты, отобранные и изученные параллельно с триасовыми, не содержат монацитов пермского возраста [25].

Таким образом, можно уверенно утверждать, что седанкинские гранитоиды были выведены на поверхность и размывались уже при формировании базальных слоев триаса. Базальные конгломераты перекрыты пачкой чередующихся прибрежно-морских песчаников, гравелитов и конгломератов, содержащих руководящую фауну индского яруса триаса [26], подошва которого, как известно, датируется 252.17, а кровля – 251.2 млн лет [15]. Индские отложения перекрыты мощной (около 4.5 тыс. м) толщиной прибрежно-морских и континентальных терригенных отложений, которые накапливались в течение всего триаса (по норийский ярус включительно, около 50 млн лет). Если принять, что складкообразование и внедрение последних фаз гранитоидов происходили близко-одновременно где-то между 254 и 252 млн лет, получается, что размыв надгранитной толщи мощностью в несколько тысяч метров и попадание окатанных обломков гранитов в вышележащие осадки происходили в рамках, может быть, одного миллиона лет. Можно говорить, таким образом, о том, что относительно длительный (около 25 млн л.) период средне-верхне-пермской окраинно-морской седиментации, сопровождаемой проявлениями весьма активного вулканизма пестрого состава, очень быстро сменился также длительным (около 50 млн лет) периодом стабильной прибрежно-морской седиментации без каких-либо



Б – диаграмма конкордии для акцессорных цирконов из гранитов валуна в конгломератах; В, Г – диаграммы конкордии детритовых цирконов из прослоя грубо-крупнозернистых песчаников в конгломератах: В – сводная диаграмма, Г – ее фрагмент для 17 зерен пермского возраста. Пояснение в тексте.

Примечание: определения U-Pb изотопного возраста акцессорных и детритовых цирконов выполнены в ИГМ СО РАН и в ДВГИ ДВО РАН. Зерна циркона имплантировались в эпоксидную смолу, затем чистились в теплой ультразвуковой ванне вначале для удаления возможных жировых загрязнений в 2% растворе «Citranox» (Alconox, Inc, USA), затем для удаления возможного свинцового заражения – в 2% растворе  $\text{HNO}_3$ . Данная операция позволяет не проводить «pre-ablation» исследуемого образца. U-Pb-изотопные исследования были выполнены с использованием приборного комплекса, включающего ультрафиолетовый лазер NWR-213 (Electro Scientific Industries, Inc, USA) и масс-спектрометр с индукционно-связанной плазмой Agilent 7500a (Agilent Technologies, USA). Диаметр пучка лазера составлял 20 мкм, время абляции – 100 с, глубина кратера достигала 30–40 мкм. В целом методика аналитических исследований близка к описанной в [16]. Технические детали методики измерения изотопных отношений описаны в [2, 9]. Масс-спектр сканировался по центрам следующих масс: 206, 207, 208, 232, 238. Поскольку фоны ртути в спектре масс были постоянно высокими, измерение на 204 массе не проводилось. Расчет U-Pb возраста проводился с использованием программного комплекса GLITTER [www.mq.edu.au/GEMOC]. Контроль стабильности работы прибора и воспроизводимости проводился путем анализа стандартного циркона Temora 2 (каждое 8 измерение). Для построения диаграммы конкордий и эллипсов погрешностей использован программный пакет Isoplot/Ex v. 3.00 [18].



**Рис. 5.** Диаграммы распределения относительной вероятности возраста детритовых монацитов из песчаников базальных слоев триаса и нижне-верхнепермской поспеловской свиты (по [25]).

Полуостров Муравьева-Амурского, г. Владивосток. Расположение точек отробования см. на рис. 2.

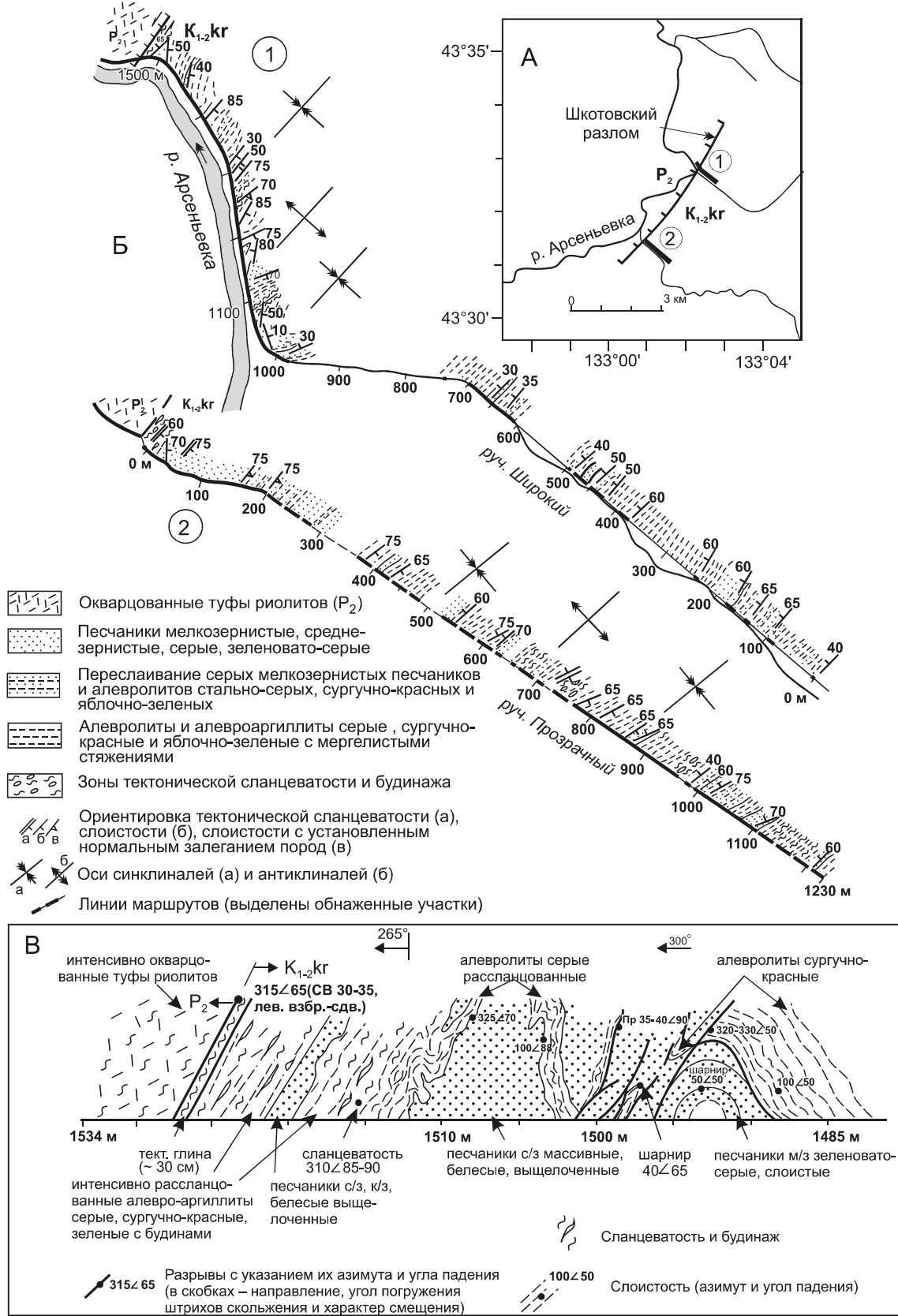
проявлений вулканизма. В переходное время в течение 1–2-х миллионов лет произошла серьезная структурная перестройка: складкообразование пермских отложений, внедрение гранитов, горообразование и пенепленизация с выводом гранитоидов на поверхность Земли. Приведенные данные хорошо согласуются с данными о глобальной катастрофе на границе перми и триаса, следствием которой являлось максимальное за всю историю вымирание биоты [6].

#### ГРАНИЦА НИЖНЕГО И ВЕРХНЕГО МЕЛА (СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)

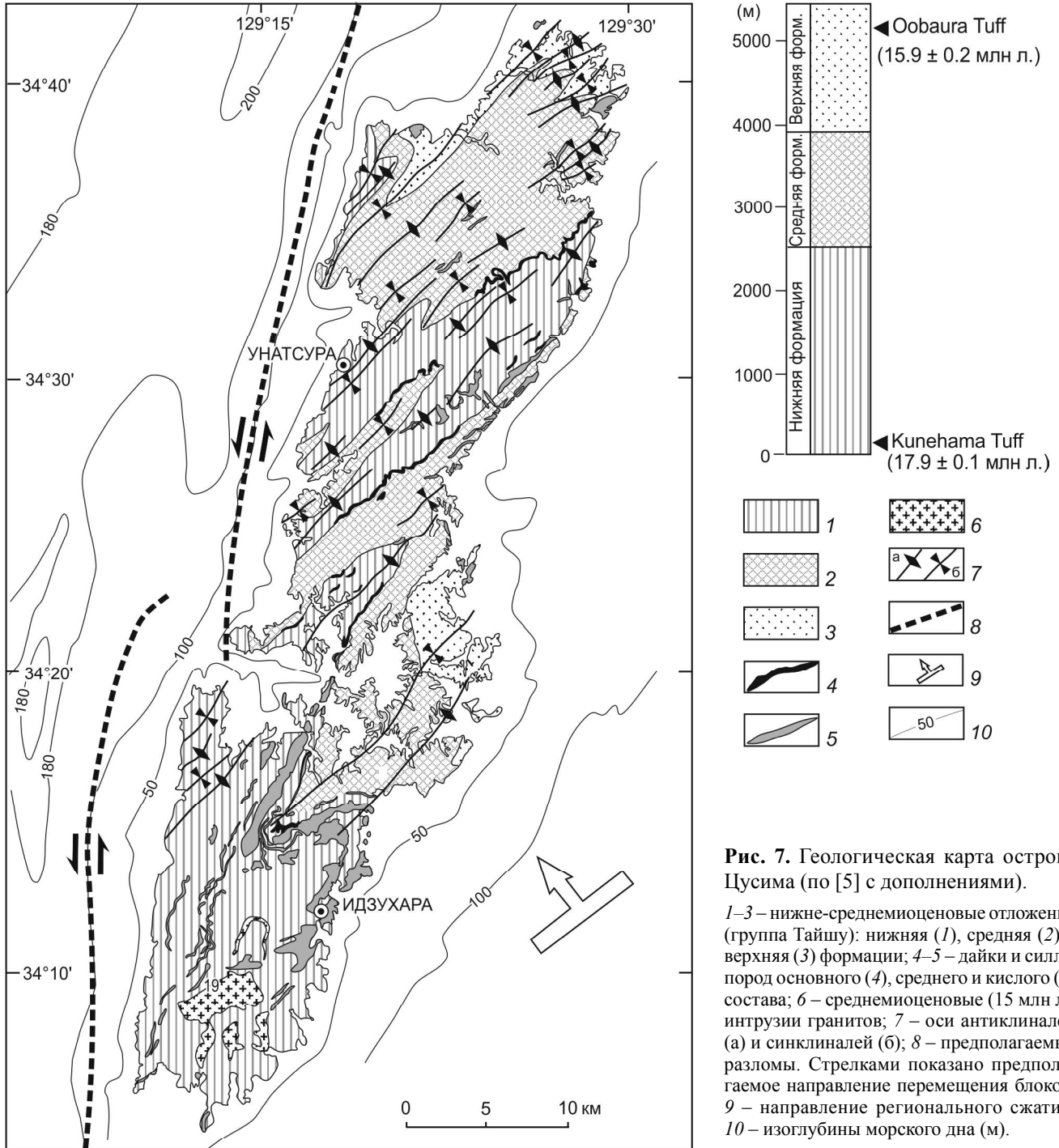
Журавлевский террейн Сихотэ-Алиня образован терригенными отложениями общей мощностью более 12 тыс. м, накапливавшимися с берриаса по альб включительно (около 35 млн лет) в обстановке при-

сдвигового окраинного бассейна вдоль трансформных границ плит [3, 4]. Каких-либо внутрибассейновых несогласий к настоящему времени не обнаружено, разрез нижнего мела деформирован в одном структурном плане. Формирование бассейна и деформации накопившихся в течение всего раннего мела (около 40 млн лет) терригенных отложений (как и складчатость располагающихся западнее комплексов Самаркинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы) – происходили в поле северо-западного (преимущественно 330–350°) направления сжатия, в результате которого осадки сминались в складки северо-восточного простирания, сопряженные с системами левых сдвигов север-северо-восточного простирания [4]. Время завершения этих деформаций можно грубо оценить по возрасту наиболее ранних интрузий гранитоидов, фиксирующих складчатость. В рамках Журавлевского террейна это гранитоиды татибинского комплекса, первые датировки акцессорных цирконов и монацитов из которых дали цифры 100–108 млн лет (альб–начало сеномана) [17, 24]. Этому выводу в принципе не противоречат данные о том, что наиболее молодые из затронутых складчатостью и левосдвиговыми перемещениями образований Южного Сихотэ-Алиня датированы по фауне средним-поздним альбом (лужкинская свита) [4], а перекрывающие с угловым несогласием и залегающие практически горизонтально вулканиты среднего и основного состава (петрозуевская и синанчинская свиты) датированы по флоре сеноманом [10]. Эти вулканиты знаменуют начало формирования надсубдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса [12]. Переход от скольжений океанической плиты Изахаги вдоль окраины Азии к субдукции связывается со сменой направления движения этой плиты от север-северо-западного до запад-северо-западного [3, 4].

Наши наблюдения на юге Приморья, в зоне влияния Шкотовского разлома, ограничивающего с запада Сихотэ-Алинский орогенный пояс (рис. 1), позволили уточнить время завершения этого этапа дислокаций – здесь смяты в систему сложных складок северо-восточного (обычного для Сихотэ-Алиня) простирания континентальные терригенные пестроцветные отложения коркинской серии [4] (рис. 6 А и Б), начало накопления которой датируется поздним альбом, а завершение – сеноманом [11]. Главный сместитель Шкотовского разлома имеет здесь крутое падение на СЗ (315°), а штриховки скольжения указывают на левый взбросо-сдвиговый характер перемещений, что предполагает близмеридиональное (раннемеловое) направление регионального сжатия (рис. 6 В). На поверхности размыва этих складок в этом же районе установлены близгоризонтально залегающие вулка-



**Рис. 6.** Дислокации пород коркинской серии в верховьях р. Арсеньевки (по [4], расположение см. на рис. 1). А – схема расположения разрезов; Б – геологический план бассейнов ручьев Широкого и Прозрачного; В – характер дислокаций пород коркинской серии в зоне Шкотовского разлома. Пояснения в тексте.



**Рис. 7.** Геологическая карта острова Цусима (по [5] с дополнениями).

1–3 – нижне-среднемиоценовые отложения (группа Тайшу): нижняя (1), средняя (2) и верхняя (3) формации; 4–5 – дайки и силлы пород основного (4), среднего и кислого (5) состава; 6 – среднемиоценовые (15 млн л.) интрузии гранитов; 7 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 8 – предполагаемые разломы. Стрелками показано предполагаемое направление перемещения блоков; 9 – направление регионального сжатия; 10 – изоглубины морского дна (м).

ниты синанчинской свиты (сеноман [10]) и приморской серии (турон–кампан [10]). Этими вулканитами на значительном протяжении «запечатана» зона крупного сдвига – Арсеньевского разлома, что само по себе свидетельствует о прекращении активного (левосдвигового) этапа его развития к началу формирования вулканического пояса.

Несколько севернее, в пределах мелового Алчанского бассейна, локальные впадины выполнены

терригенными отложениями столбовской толщи, охарактеризованной позднесеноманской флорой [1]. Характерная сигмоидная форма этих впадин, наличие вдоль их окраин приразломных грубообломочных фаций позволяют предполагать их присдвиговое происхождение в обстановке близмеридионального регионального сжатия [1, 4]. Активное влияние такого сжатия прослеживается, таким образом, до позднего сеномана включительно.



Мы приходим, таким образом, к выводу о том, что весьма интенсивные складчатые и сдвиговые деформации, внедрение гранитоидов и последующее их вскрытие в результате эрозии, а в целом – переход от режима трансформных скольжений океанической плиты Изагаги к обстановке субдукции – произошли в рамках позднего сеномана. С учетом того, что продолжительность сеноманского яруса – около 6.6 млн лет (между 100.5 и 93.9 млн лет [14]), время этого перехода также может быть ограничено первыми миллионами лет.

#### ГРАНИЦА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО МИОЦЕНА (О. ЦУСИМА)

О. Цусима в южной части Японского моря образован серией Тайшу – толщей терригенных, преимущественно глинистых пород с редкими прослоями туфов риолитов и риодацитов (рис. 7). Суммарная мощность разреза серии – около 5400 м, а ее возраст долгое время определялся как эоцен-олигоцен-миоценовый на основании изучения остатков, в первую очередь, фауны фораминифер и радиолярий [19, 22]. Однако результаты цирконометрии, недавно полученные для горизонтов туфов вблизи основания и у кровли серии, показали, что накопление серии Тайшу произошло в течение 2 млн лет – между датировками  $17.9 \pm 0.1$  и  $15.9 \pm 0.2$  млн лет (граница нижнего и среднего миоцена) [20]. Можно говорить, таким образом, о близкой к максимальной из известных скоростей накопления осадков – не менее 2700 м/млн лет без учета уплотнения осадков при диагенезе. Приблизительно такой же порядок скоростей лавинной седиментации (до 3600 м/млн лет) установлен лишь в одном месте на земле – в калифорнийских присдвиговых грабенах [13]. Упомянутая выше эоценовая и олигоценовая микрофауна является, по-видимому, перееотложенной.

Серия Тайшу смята в систему линейных складок северо-восточного простирания и прорвана на юге острова массивом гранитов. Определение возраста К-Аг методом монофракций амфиболов и биотита из этих гранитов дали интервал возраста 13.3–17 млн лет при мало различающихся средних значениях возраста навесок отдельно взятых амфиболов (15.9 млн лет – среднее из 8 проб) и биотита (15.4 млн лет – среднее из 10 проб) [14]. Близкая цифра К-Аг возраста –  $15.4 \pm 0.8$  млн лет – получена для мусковита из кальцит-кварц-мусковит-хлоритового прожилка в экзоконтакте этих гранитов [14]. Судя по этим данным, складкообразование и внедрение гранитов произошли практически мгновенно, в течение менее 1 млн лет. Примечательно, что этому же «мгновению» (около

15 млн лет назад) соответствует главная фаза раскрытия Японского моря [5, 21].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше данные позволяют предполагать, что продолжительность процессов эпохи тектонических перестроек (включающих складкообразование, внедрение интрузий, рост горных сооружений и их разрушение) не превышала первых миллионов лет. Отдельные из этих процессов, в числе которых внедрение и остывание интрузивных тел (включая гигантские гранитные батолиты), формирование постмагматических рудоносных систем, происходили в геологическом смысле практически мгновенно (в течение менее одного миллиона лет), а отнюдь не в течение десятков миллионов лет, как это порою принято считать [3].

Приведенные выше примеры свидетельствуют о том, что чрезвычайно узкие (1–2 млн лет) возрастные рамки переходов от одного геодинамического состояния к другому являются не исключением, а, скорее, правилом. Обращает на себя внимание то, что наиболее четко эта тенденция видна применительно к наиболее молодым, кайнозойским событиям. При переходе к более древним временам – мезозою и позднему палеозою – длительность таких переходов даже на наилучшем образе изученных объектах зачастую оказывается ниже разрешающей способности как локальных методов изотопного датирования, так и палеонтологических определений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугдаева Е.В., Вольнец Е.Б., Голозубов В.В., Марквич В.С., Амельченко Г.Л. Флора и геологические события середины мелового периода (Алчанский бассейн, Приморье). Владивосток: Дальнаука, 2006. 205 с.
2. Вах А.С., Авченко О.В., Киселев В.И., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Геохронологические U-Pb изотопные исследования цирконов из гранитоидов и рудоносных метасоматитов Березитового золото-полиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 6. С. 20–39.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
4. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
5. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Йокояма К., Цуцуми Ю., Кийокава Ш. Миоценовые дислокации при формировании впадины Японского моря (на примере о. Цусима) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 83–100.
6. Захаров Ю.Д., Борискина Н.Г., Попов А.М. Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным. Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 с.
7. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Крук Е.А. Перм-

- ские вулканиды Южного Приморья: геохимия, источники расплавы и возможная тектоническая позиция // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Третьей Всерос. конф. с междунар. участием (г. Владивосток, 20–23 сентября 2016 г.). Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 184–186.
8. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И., Крук Е.А., Руднев С.Н., Серов П.А., Касаткин С.А., Москаленко Е.Ю. Палеозойские гранитоиды южной части Вознесенского террейна (Южное Приморье): возраст, вещественный состав, источники расплавы и обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 3. С. 32–53.
  9. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. U-Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 180–196.
  10. Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточного-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 172 с.
  11. Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволлина С.И., Вольнец Е.Б., Маркевич В.С. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 114–126.
  12. Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сеноманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.
  13. Christie-Blick N., Biddle K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults / K.T. Biddle, N.Christie-Blick (eds.). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation // Society of economic paleontologists and mineralogists. Spec. Publ. 1985. V. 37. P. 1–34.
  14. Ikemi H., Shimada N., Chiba H. Thermochronology for the granitic pluton to lead-zinc mineralization in Tsushima, Japan // Resource Geol. 2001. V. 51, N 3. P. 229–238.
  15. International Chronostratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy. 2016. ([www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org)).
  16. Jackson S.E., Dearson N.J., Griffin W.L. et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U/Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
  17. Jahn B., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuk, M., Jeremy T.J., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 872–918.
  18. Ludwig K.R. Isoplot 3.00 – a geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 2003. N 4.
  19. Nakajo T., Funakawa T. Eocene radiolarians from the Lower Formation of the Taishu Group // J. Geol. Soc. Japan. 1996. V. 102. P. 751–754 (in Japanese).
  20. Ninomia T., Shimoyama S., Watanabe K., Horie K., Dunkley D., Shiraishi K. Age of the Taishu Group, southwestern Japan, and implications for the origin and evolution of the Japan Sea // Island Arc. 2014. V. 23. P. 206–220.
  21. Otofujii Y. Large tectonic movement of the Japan Arc in Late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: Review and synthesis // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 229–249.
  22. Sakai H., Nishi H. Geologic ages of the Taishu Group and Katsumoto Formation in the Tsushima and Iki islands, off northwest Kyushu on the basis of planktonic foraminifers // J. Geol. Soc. Japan. 1990. V. 96. P. 389–392.
  23. Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia // J. Miner. & Petrol. Sci. 109. 2014. P. 97–102.
  24. Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Age of igneous rocks in southern part of Primorye, Far East Russia // Memoirs of the National Museum of Nature and Science. 2016. N 51. P. 71–78.
  25. Yokoyama K., Tani K., Tsutsumi Y. Petrological study of Cretaceous granitoids and Triassic sandstones in Sado Island // Memoirs of the National Museum of Nature and Science. 2016. N 51. P. 53–58.
  26. Zakharov Yu.D., Burago V.I., Melnikov N.G., Shorokhova S.A. The marine and continental Permian-Triassic of the Muraviyov-Amursky Peninsula // A field guide to the Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific biogeological events. International Field conference on Permian-Triassic biostratigraphy and tectonics. Vladivostok: FEGI FEB RAS, 1992. P. 38–51.

*Рекомендована к печати А.Н. Диденко*

После доработки 09.07.2018 г.  
принята к публикации 26.09.2018 г.

***V.V. Golozubov, M.V. Zheldak, N.N. Kruk, S.A. Kasatkin***

### **Episodes of abnormally high intensity of tectonic dislocations**

The Late Permian–Early Triassic, Early-Late Cretaceous, and early-middle Miocene tectonic structures of the East Asian continental margin have been taken as examples to show that in the Earth’s crust history there were periods of tectonic rearrangements which occurred practically instantaneously as judged from the geological viewpoint. The duration of those rearrangements is often lower than the resolution of both local isotope and paleontological methods of dating.

**Key words:** tectonic dislocations, biostratigraphy, U-Pb – dating, intrusive magmatism, volcanism, geodynamic settings, Pacific margin of Asia.