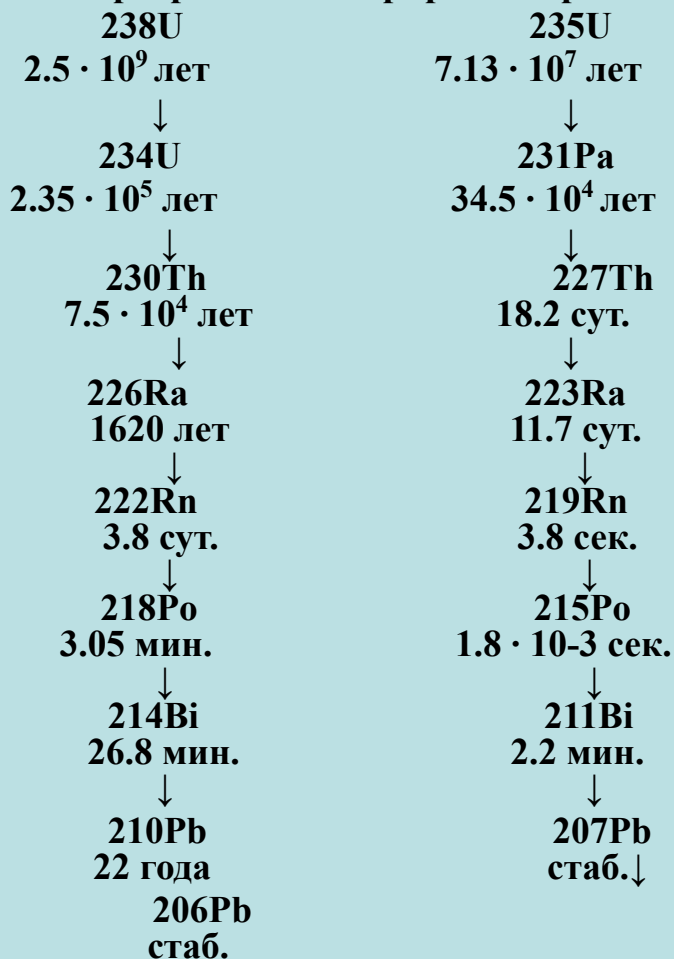


Радиоизотопные методы датирования четвертичных отложений.

Известно, что в природе существуют три радиоактивных естественных семейства (ряда), родоначальниками которых являются ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th . Мы будем рассматривать методы, основанные на использовании радиоизотопов рядов ^{238}U , ^{235}U

Схема радиоактивных превращений в природных рядах



В некоторых объектах природной среды (гранитах, слюдах, цирконах и т.д.) радиоактивное равновесие между членами рядов может сохраняться, но в большинстве случаев оно нарушается ввиду множества природных факторов: миграция р/элементов в отложениях, выведение из воды в осадок, растворение одних и, наоборот, невозможность других изотопов переходить в раствор. Все это связано с различием в физико-химических свойствах элементов, входящих в эти ряды.

Появление и внедрение в практику геохронологических исследований рассматриваемых ниже методов явилось результатом установления в океанской воде и, как следствие, в донных отложениях, нарушения радиоактивного равновесия в природных рядах ^{238}U и ^{235}U . Эти методы могут быть разделены на две категории:

- 1) одни основаны на явлении радиоактивного распада избыточного над равновесным с материнским изотопом дочернего нуклида (например, ^{230}Th над ^{234}U или ^{231}Pa над ^{235}U),
- 2) другие, наоборот, - на накоплении дочернего радиоизотопа, стремящегося к равновесию с материнским радиоэлементом (например, накопление ^{230}Th из ^{234}U или ^{231}Pa из ^{235}U).

Первая группа методов:

1. **Метод избыточного тория-230 (230-Thизб)** – основан на использовании р/акт-ого распада избыточного тория-230 (или по изб 231-Ра). Это первый из неравновесных методов ядерной геохронологии (расшифровать), который стал широко применяться для датирования океанических осадков.
 - Впервые нарушение радиоактивного равновесия в ряду урана-238 обнаружил Джоли в океанических осадках в начале XX века. Он обнаружил избыток 226-радия в этих отложениях. Затем в 30-х годах Петтерсон подтвердил эти данные и предположили, что в осадки преимущественно (по сравнению с другими членами ряда) выпадает торий-230, из которого со временем накапливается 226-радий.
 - Было установлено, что в океанических водах содержится только лишь 1-2% тория-230, равновесного с ураном, а 98-99% осаждается на дно. Урри и Пиггот позднее предложили использовать избыток 230-тория в осадках для опре-ия их абс. возраста.

Как происходит нарушение р/акт равновесия в воде и, соответственно, в осадках?

Уран, образуя в морской воде уранилтрикарбонатные комплексы находится в водной среде в растворенном состоянии – анион $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)]_3^{2-}$. Торий же при своем рождении из урана сразу же образует либо нерастворимую гидроокись $\text{Th}(\text{OH})_4$, выпадающую в осадок, либо гидроксо-комплексы $\text{Th}(\text{OH})^{3+}$, $\text{Th}_2(\text{OH})_3^{5+}$, $\text{Th}_2(\text{OH})_2^{3+}$, которые легко сорбируются осаждающейся гидрогенной гидроокисью железа или взвешенным материалом и такими образом переносятся в осадок. Скорость осаждения таких частиц в самых глубоководных частях – около 50 лет.

В настоящее время основные теоретические положения иониевого метода формулируются следующим образом:

1. содержание 230-тория и 238-урана (или 231-протактиния и 235-урана) должно оставаться постоянным в течение интервала времени, определяемого иониевым методом, - 400-450 тыс лет (250-300 тыс лет для протактиния);
2. в осадках не должна происходить миграция 230-тория (231-Ра), но, если она все же наблюдается, необходимо знать причины, приводящие к изменению первоначального распределения 230-тория (231-Ра) в осадках, чтобы учесть их при практическом использовании;
3. скорость осаждения 230-тория (231-Ра) на океаническое дно должна оставаться постоянной во времени, но если она меняется, требуется знать причины, обуславливающие ее изменение;
4. размещение осадочного материала в колонке должно определяться нормальным процессом седиментации и не должно быть последующих нарушений первоначальной стратиграфии.

Если эти предпосылки выполняются, то распределение 230-тория (231-Ра) в вертикальном профиле отложений (керне, колонке) должно носить экспоненциальный характер (нарисовать) и объясняться законом радиоактивного распада

$$A_0 = A_1 \times e^{-\lambda t}$$

Здесь $\lambda = 0.693/T_{1/2}$, $T_{1/2}$ для тория-230 = 75 000 лет, для 231-Ра = 34 500 лет.

Пределы 230-Th метода датирования – от 1-2 тыс. лет до 300-350 тыс. лет.

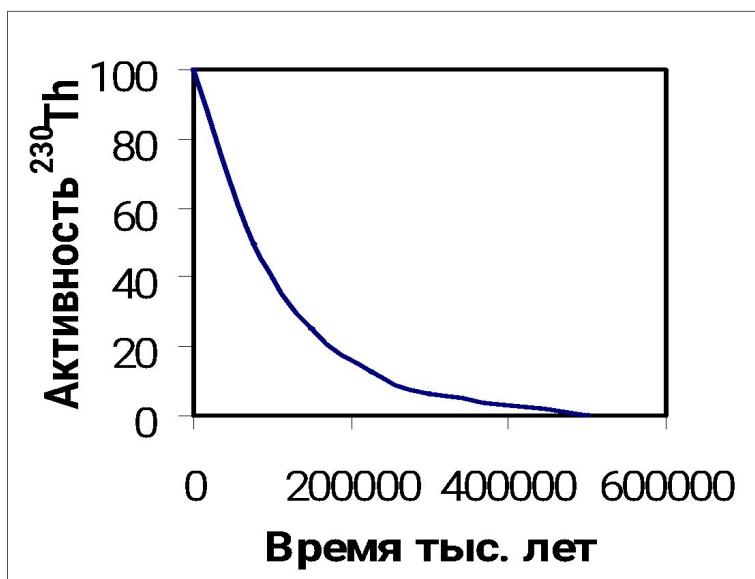


Рис. Теоретическая кривая альфа-распада ^{230}Th по глубине осадочной колонки

Выполнимость теоретических предпосылок использования ^{230}Th и ^{231}Pa методов:

- 1) многими исследованиями доказано, что концентрация урана (а, значит, и дочерних тория и Ра) в океанских водах практически постоянна на протяжении последнего 1 млн лет. Если она меняется, то меняется и концентрация тория или Ра в профиле осадка, и гладкой кривой не получится;
- 2) установлено, что торий (Th) и протактиний (Pa) надежно удерживаются в субстрате осадков, что обусловлено химическими свойствами этих эл-тов;
- 3) доказано, что скорость осаждения Th или Pa в осадки остается постоянной, т.е. скорость извлечения (взвешенным материалом, оксидами железа, коллоидами) этих р/эл-тов из морской воды остается постоянной, но общая скорость седиментации осадочного вещ-ва на дно может меняться во времени (за счет изменения, например, биологической продуктивности вод), и это надо учитывать при расчете возраста;
- 4) подводный вулканизм, тектонические явления, суспензионные потоки, стекание и перемешиваний осадочной массы на склонах подводных гор и холмов, биотурбация, несовершенство пробоотбора – все это может нарушать стратиграфию осадков.

Объекты датирования:

пелагические осадки различного вещественно-генетического типа, расположенные на больших глубинах (где отсутствуют терригенные, айсберговые сносы материала с суши), железо-марганцевые конкреции и корки.



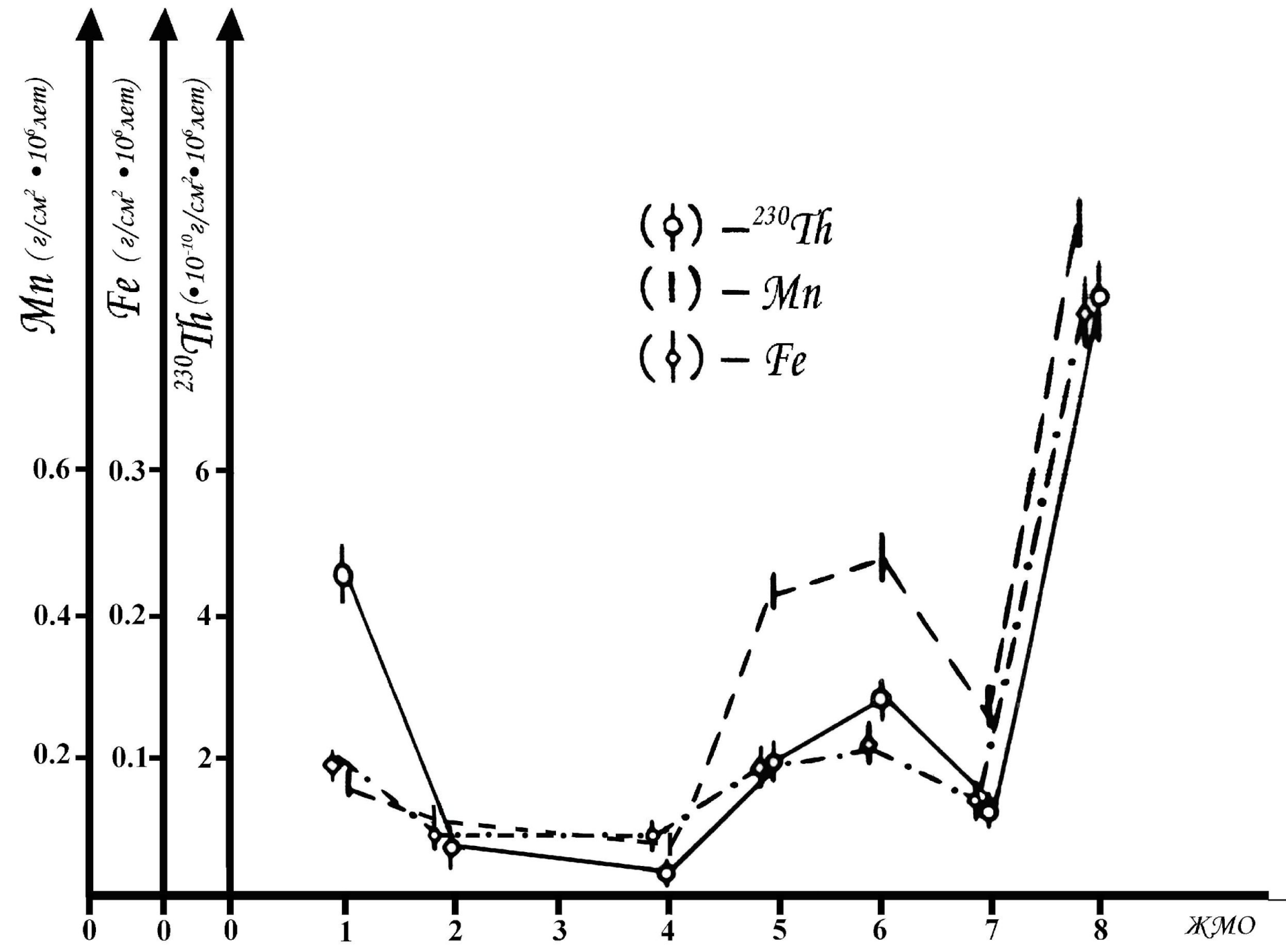
Метод “нормализации” кривых вертикального распределения ^{230}Th и ^{231}Pa .

Получаемые на практике кривые вертикального распределения ^{230}Th и ^{231}Pa в морских и океанических осадках очень редко соответствуют теоретически ожидаемой экспоненте (нарисовать).

Под «нормализацией» понимается объяснение и устранение нерегулярности в вертикальном распределении ^{230}Th и ^{231}Pa в осадках с позиций представлений о механизме накопления этих р/нуклидов на дне.

Основные предпосылки применения метода «нормализации»:

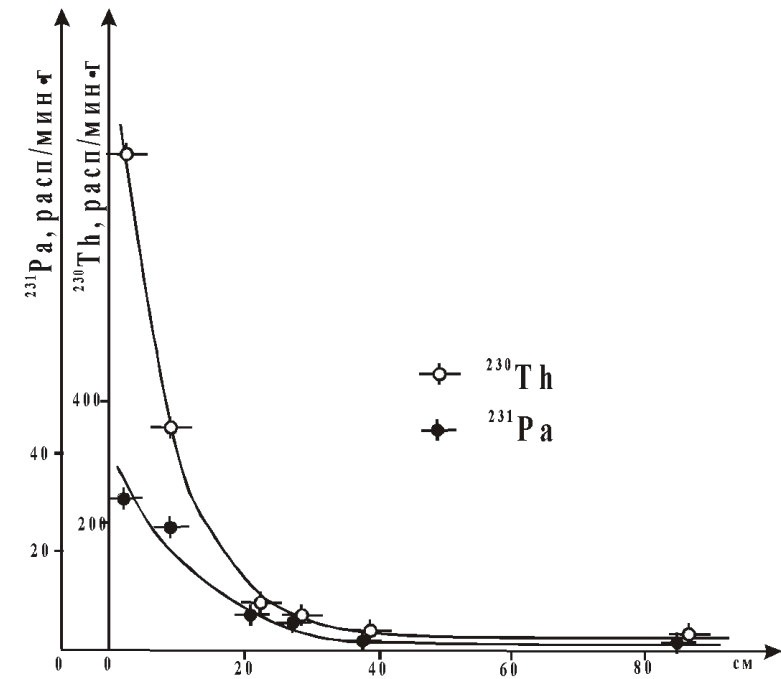
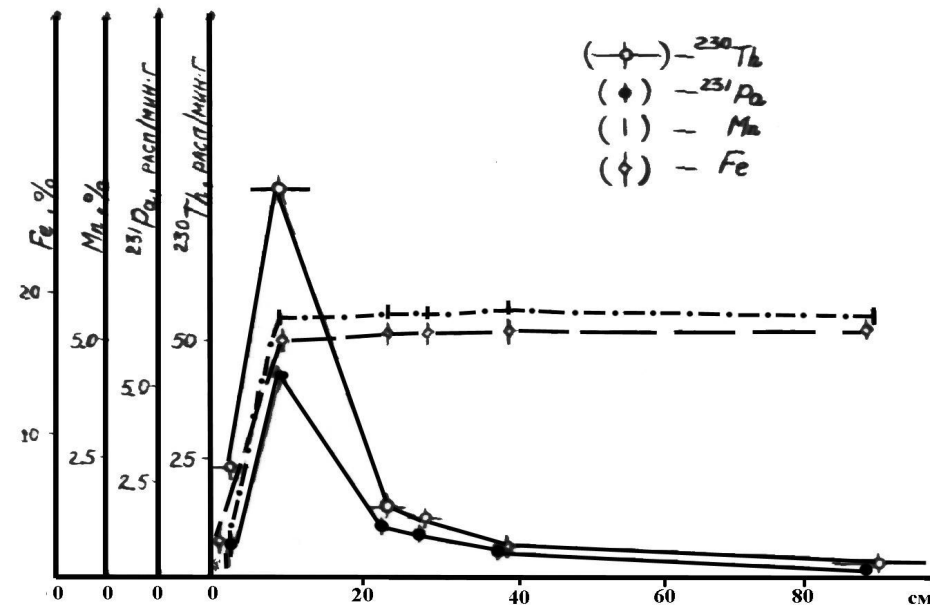
- наиболее эффективными сорбентами (или концентраторами) ^{230}Th и ^{231}Pa в физико-химической обстановке океана явл-ся коллоидные сгустки гидроокиси железа и мельчайшие терригенные частицы;
- скорость осаждения Th-230 и Pa-231 на океаническое дно в открытых частях океана находятся в прямой зависимости от скорости осаждения элементов – концентраторов р/нуклидов;
- биогенные CaCO_3 и SiO_2 (ам) являются разбавляющими материалами для ^{230}Th и ^{231}Pa в осадках и поступают на дно с переменной во времени и пространстве скоростью, обуславливая наблюдаемые на практике вариации общей скорости седиментации осадков.



«Нормализация» кривых состоит в отнесении изменяющейся по длине колонки концентрации Th-230 (или Pa-231) к концентрации в осадках (в тех же горизонтах) компонентов, ответственных за поступление р/нуклидов из воды на дно. Иными словами, пересчитывают содержание тория-230 (Pa-231) в каждом из исследованных горизонтов колонки на содержание в них железа и марганца (концентраторы), можно пересчитывать на бескарбонатный или бессиликатный материал.

Например,

в двух горизонтах конц. тория-230 – 4 расп/мин г и 3 расп/мин г, а конц. железа – 5% и 10%. Мы предполагаем, что осадок сплошь состоит из гидроксида железа, тогда пересчитанное содержание тория составит соответственно $4 \times 20 = 80$ расп/мин г и $3 \times 10 = 30$ расп/мин г. Активность (правильнее, удельная активность) тория понизилась в 2,5 раза, а значит возраст между двумя горизонтами (время накопления осадка между 2-мя горизонтами) – приблизительно 80-90 тыс. лет (т.к. пер полураспада тория-230 – 75 тыс. лет).



2. $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -метод

Внедрение в практику геохронологических исследований океана $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ метода объяснялось возможностью снизить количество требований (предпосылок) к ^{230}Th датированию донных отложений. В 1954 г. Пиччиотто и Вильген (1954) предложили использовать вертикальное распределение величины отношения активностей $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в колонках осадков (а впоследствии и в железомарганцевых образованиях) для определения их возраста.

При этом, центральным теоретическим положением метода явилось требование идентичности геохимического поведения в океане двух изотопов одного и того же элемента – ^{230}Th и ^{232}Th . Совершенно очевидно, что при выполнении этого условия не требуется учитывать изменения содержания каждого из изотопов в океанской среде во времени. Одновременно автоматически снимались и такие предпосылки ^{230}Th изб. метода, как требование постоянства поступления ^{230}Th в осадки во времени и отсутствия миграции в них этого нуклида. Таким образом, в том случае, если доказано положение об идентичности форм нахождения ^{230}Th и ^{232}Th в океане, то отношение $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в осадках (и железомарганцевых формациях в том числе) должно закономерно (экспоненциально) уменьшаться с удалением от их поверхности. Тогда для расчета возраста какого-либо слоя осадочной колонки (или ЖМО) необходимо знать значение отношения $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$:

$$\frac{(^{230}\text{Th} - ^{230}\text{ThU})_n / ^{232}\text{Th}_n}{(^{230}\text{Th} - ^{230}\text{ThU})_0 / ^{232}\text{Th}_0} = e^{-\lambda_{230} \cdot t}, \quad (1)$$

где $^{230}\text{Th}_n$ – количество осажженного из морской воды иония в изучаемом горизонте; $^{230}\text{ThU}_n$ – количество накопившегося иония из присутствующего в слое ^{238}U (^{234}U); $^{232}\text{Th}_n$ – количество осажженного из воды тория в изучаемом горизонте; λ_{230} – постоянная распада ^{230}Th ; $^{230}\text{Th}_0$, $^{230}\text{ThU}_0$, $^{232}\text{Th}_0$ – то же для поверхностного горизонта.

Пределы $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -метода – от 1-2 тыс. лет до 300-350 тыс. лет

3. $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ метод

Первые прямые определения протактиния (^{231}Pa) в двух пробах океанской воды и шести образцах осадков, выполненные в 1960 году Саккеттом, показали, что содержание ^{231}Pa в водах Северной Атлантики и Карибского моря составило лишь $< 3\%$ от количества, равновесного с ураном, растворенным в океане. В то же время в исследованных осадках были найдены его концентрации, значительно (в некоторых случаях более чем на 2 порядка) превышающие равновесные с ураном.

Саккетт (1960) предложил новый метод определения абсолютного возраста океанических отложений. В основе метода лежит использование вертикального распределения величины отношения двух радиоизотопов – ^{231}Pa и ^{230}Th - происходящих из двух семейств урана - ^{235}U и ^{238}U , соответственно, генетически между собой не связанных и имеющих разные периоды полураспада (34500 и 75200 лет, соответственно). Общим для этих радионуклидов является их происхождение из одного и того же элемента – урана. При этом, как и в случае с $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -методом, величина отношения $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (имеет период полураспада приблизительно в 60 000 лет) должна быть исключительно функцией времени и не должна зависеть от изменений геохимических условий в океане.

Основные предпосылки $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ метода сводятся в настоящее время к следующим положениям :

геохимическое поведение ^{230}Th и ^{231}Pa в условиях океанской среды должно быть идентичным;

- отсутствует миграция этих радионуклидов в осадках, приводящая к нарушению первоначального значения отношения $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$;
- доля терригенных форм ^{230}Th и ^{231}Pa в общем содержании этих изотопов в осадках незначительна.
- Если эти условия выполняются, то величина отношения $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ не должна также зависеть и от возможных колебаний концентрации материнского урана (если таковая имеет место) в морской воде во времени. Таким образом, понижение величины отношения $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ в вертикальном профиле осадочной толщи (или по глубине образцов ЖМО) позволяет датировать отдельные горизонты исследуемых отложений согласно формуле, выведенной Росхольтом и др. (Росхольт, 1965):

$$t = 8.66 \cdot \ln \left(2.33 \frac{^{230}\text{Th} - U}{^{231}\text{Pa} - U} \right) \cdot 10^4 \text{ лет}; \quad (2)$$

где ^{230}Th и ^{231}Pa – содержание ^{230}Th и ^{231}Pa в образце, выраженное в единицах равновесного урана; U – содержание урана в образце.

Пределы *$^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ метода датирования* - от 1-2 тыс. лет

до 200-250 тыс. лет

2. $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -метод

3. ^{231}Pa -избыток метод

Период полураспада =
34 500 лет

Возрастные пределы
- 150-200 тыс. лет

(Text)

4. $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ метод

Рис. Теоретические
кривые вертикального
распределения ^{230}Th ,
 ^{231}Pa , $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ в
осадках и ЖМО

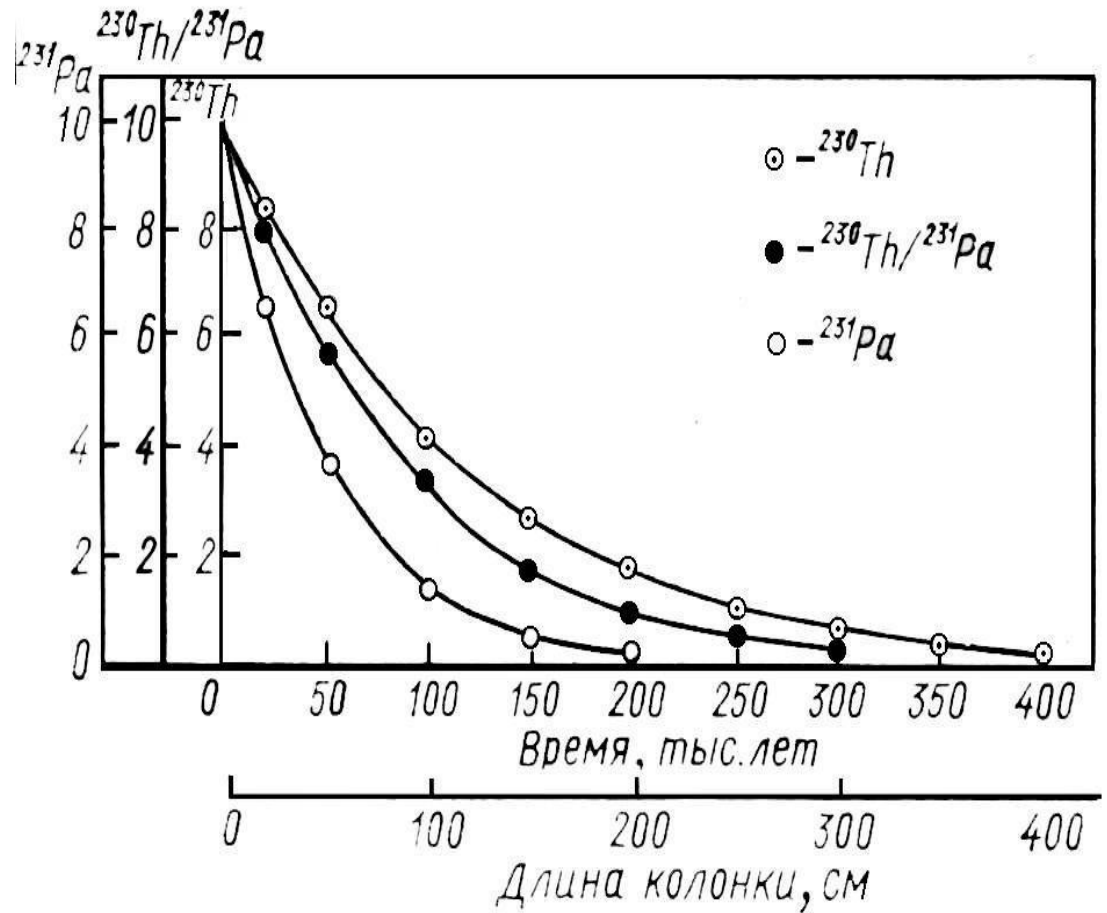


Рис. Распределение $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ AR в железомарганцевых конкрециях и вертикальное распределение $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ AR в фораминиферовых и металлоносных осадках

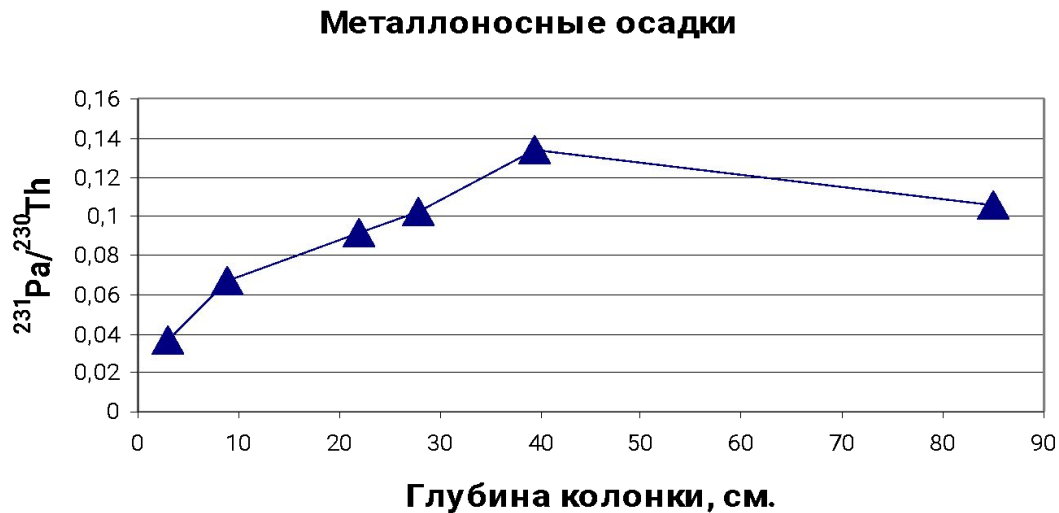
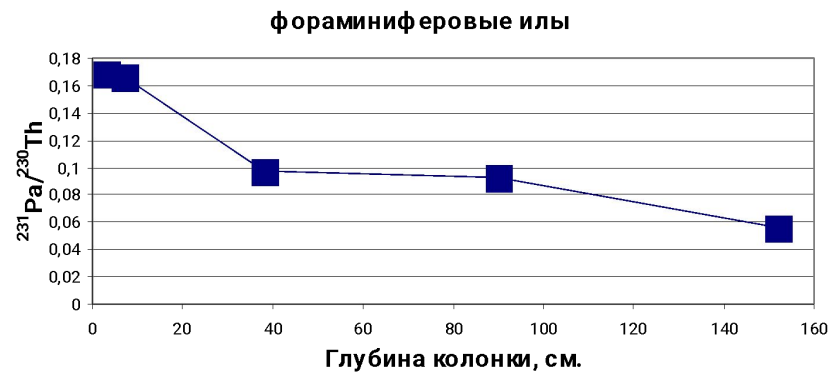
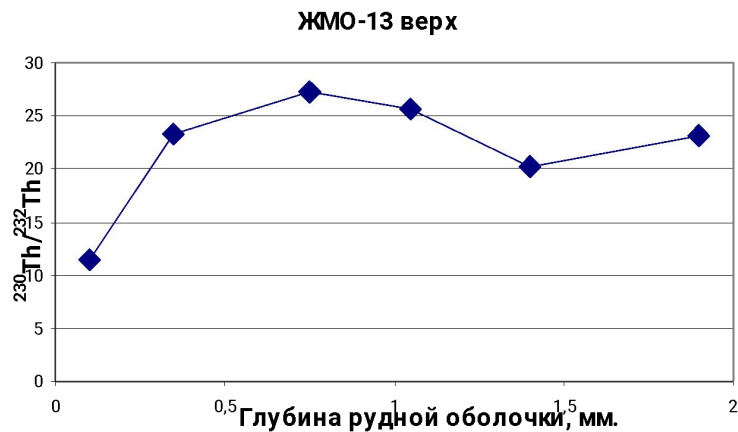


Рис. Вертикальное распределение ²³⁰Th в различных вещественно-генетических типах осадков

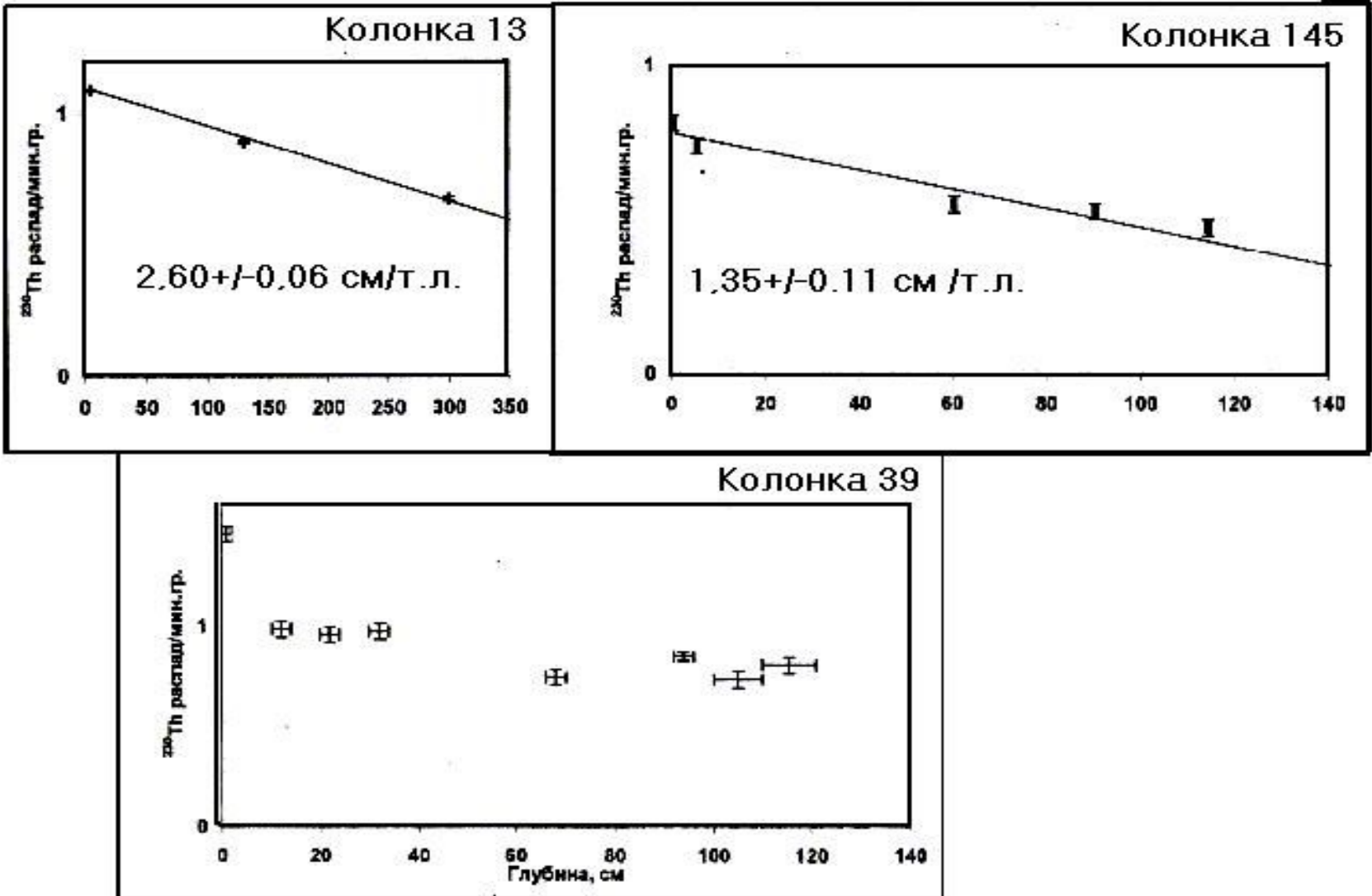


Таблица 36. Результаты определения абсолютного возраста отдельных горизонтов осадочной колонки N 145 (металлоносные осадки).

N п/п	Горизонт (см)	Возраст по ^{14}C (лет)	Возраст по ^{230}Th (лет)*
1	0-1		
2	5-6		4100±400
3	13-15	10800±200 (11170 BC – 10485 BC)	10400±1100
4	30-31	20800±500	22600±2400
5	40-41	27600±600	30000±3200
6	60-61		44800±4800
7	70-71		
8	90-91		67000±7400
9	114-115		84800±9200

Средняя скорость седиментации колонки, рассчитанная по ^{230}Th , составила 1.35 ± 0.11 см/тыс. лет.

- Средняя скорость седиментации колонки, рассчитанная по ^{14}C , составила 1.43 ± 0.06 см/тыс. лет.
- *) – возраст, рассчитанный из средней скорости седиментации

2-ая группа методов:

230-Th/U (UTD) метод

Нарушение в морской воде радиоактивного равновесия в урановом (^{238}U) и актиноурановом (^{235}U) рядах явилось предпосылкой для разработки методов датирования донных осадков и железомарганцевых образований. Этот же экспериментально установленный факт послужил основой для появления и внедрения в практику геохронологических исследований в океане уран-ториевого ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -) и уран-протактиниевого ($^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ -) методов определения возраста океанических и морских карбонатных формаций (кораллов, раковин моллюсков). Как известно, в водах океана в среднем содержится около $3 \cdot 10^{-6}$ г/л растворенного урана, находящегося там в виде карбонатного комплекса $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$.

В 50-х – 60-х годах прошлого века рядом исследователей было установлено, что формирование морскими организмами (моллюсками, кораллами) своего карбонатного скелета приводит к концентрированию в них урана из морской воды.

Так, Бернс и др. (Barnes et al., 1956), изучая известковый керн, отобранный в одном из тихоокеанских атоллов, обнаружили в поверхностном слое колонки весьма значительное количество урана – $(2-3) \cdot 10^{-6}$ г ^{238}U /г образца, и почти полное отсутствие в пробе дочернего ^{230}Th . При этом, по глубине керна содержание ^{230}Th планомерно росло, достигая равновесной с ураном активности.

Дальнейшие радиохимические исследования морских карбонатных формаций (Tatsumoto, Goldberg, 1959; Thurber et al., 1965) позволили развить идею об использовании отношения ^{230}Th к ^{238}U , нарастающего во времени в результате накопления этого дочернего по отношению к урану радионуклида, для определения абсолютного возраста любого отдельного образца. Тарбер (Thurber, 1969) показал, что датирование морского биогенного CaCO_3 должно проводиться по величине отношения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, поскольку содержание ^{234}U в карбонатах превышает его равновесную концентрацию с ^{238}U и отражает соотношение этих изотопов в морской воде - 1.15 ± 0.03 по (Кузнецов, 1976), 1.140 ± 0.014 по (Арсланов, Тертычный и др., 1976) – для открытых районов океана.

В настоящее время ведущими предпосылками уран-ториевого метода датирования известковых формаций морского происхождения являются сформулированные в работах (Кузнецов, 1976; Арсланов, Тертычный и др., 1976; Kaufman et al., 1971; Ivanovich, Harmon, 1992; Arslanov, Tertychny, Kuznetsov et al., 2002) положения:

1. требование селективного извлечения изотопов урана из океанской воды раковинами моллюсков и кораллами;
 2. требование наличия закрытой геохимической системы по отношению к изотопам урана и тория в исследуемом образце.
- Первое допущение подразумевает, что карбонатные формации должны эффективно извлекать изотопы урана из морской воды в тех же соотношениях, как и таковые в водах изучаемого района Мирового океана. При этом, дочерний радионуклид - ^{230}Th , а также ^{232}Th и ^{238}U (в составе терригенного обломочного материала), не должны внедряться в структуру карбонатного скелета моллюсков и кораллов.
 - Сущность второго требования заключается в том, что в течение датируемого интервала времени (в пределах до 350 тыс. лет) не должно происходить миграции (удаления или привноса) ^{230}Th и ^{234}U (^{238}U) в исследуемом образце.

Материалы и объекты, пригодные для UTD датирования:

- Коралл, раковины моллюсков из трансгрессивных морских отложений,
- Сталактиты, сталагмиты
- Гидротермальные сульфидные отложения (руды) рифтовых зон океана
- Погребенные органогенные отложения (торф, гиттия) на континенте – межледниковые/межстадиальные осадки

При выполнении теоретических требованиям к UTD методу, расчет возраста отдельного образца производится по формуле:

$$\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{234}\text{U}} = \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{234}\text{U}} (1 - e^{-\lambda_0 t}) + \left[\left(1 - \frac{\lambda_0}{\lambda_0 - \lambda_4}\right) \left(1 - \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{234}\text{U}}\right) (1 - e^{(\lambda_4 - \lambda_0)t}) \right],$$

λ_0 и λ_4 – постоянные распада для ${}^{230}\text{Th}$ и ${}^{234}\text{U}$; ${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U}$ и ${}^{238}\text{U}/{}^{234}\text{U}$ – отношения активностей изотопов (AR); ${}^{234}\text{U}$, ${}^{238}\text{U}$, ${}^{230}\text{Th}$ – удельные активности изотопов; t – возраст образца (Ivanovich, Harmon, 1992).

Пределы ${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U}$ метода датирования - от 1-2 тыс. лет

до 250-300 тыс. лет

Схема анализа

Осадок отбрасывается

Просушивание пробы образца до постоянного веса
Выщелачивани конц. $\text{HNO}_3 + \text{HCl}$

Соосаждение с гидроокисью железа

Макроколонка с AB-17
Элюирование примесей 7м HNO_3

Th-фракция **элюирование** 8м HCl

U-фракция **элюирование** 0.2 м HNO_3

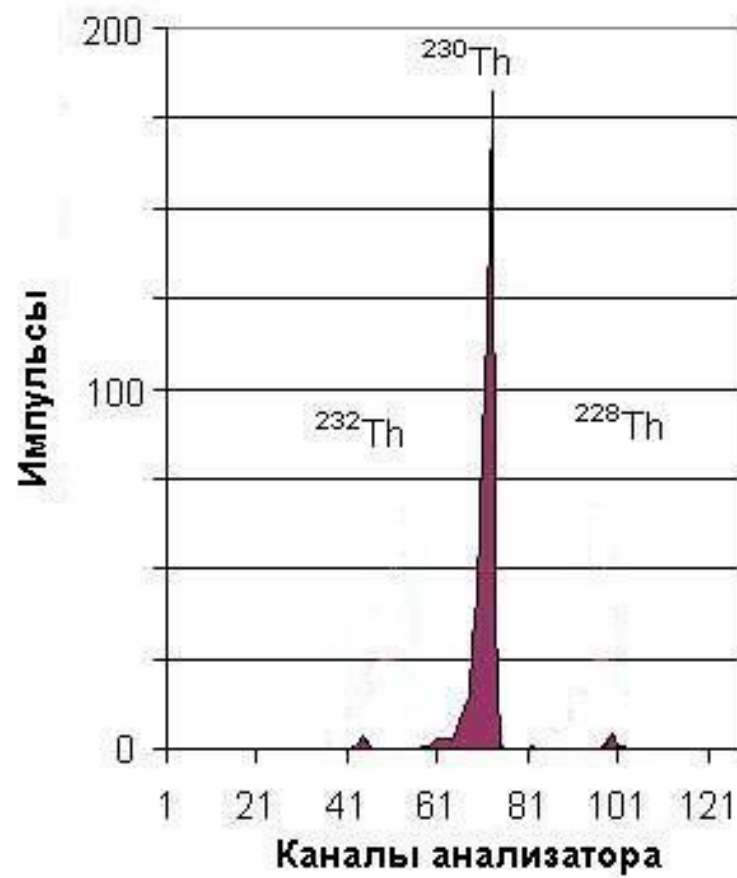
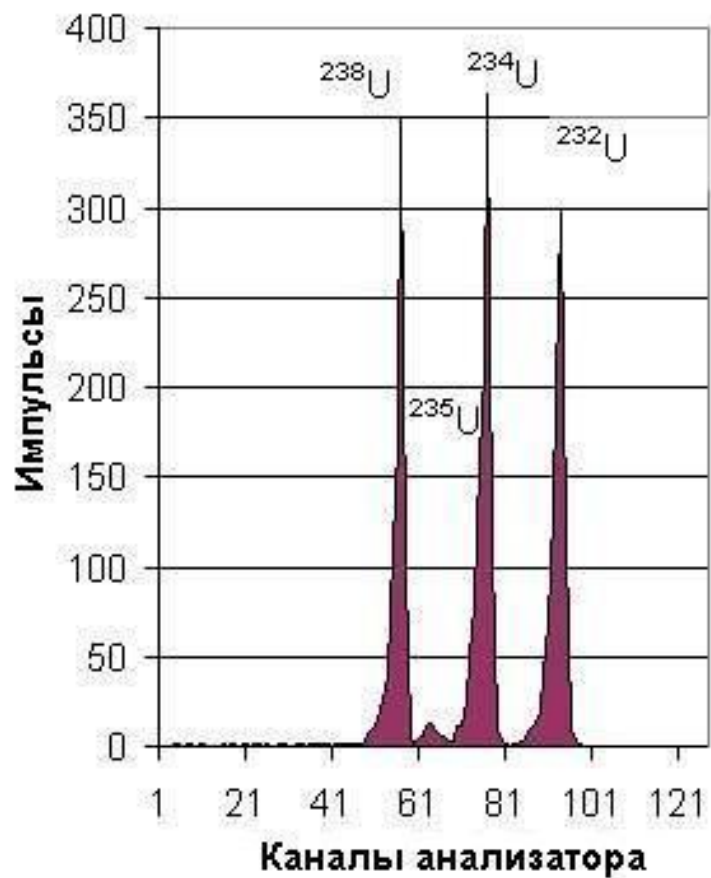
Доочистка Th- фракции на микроколонке в тех же условиях

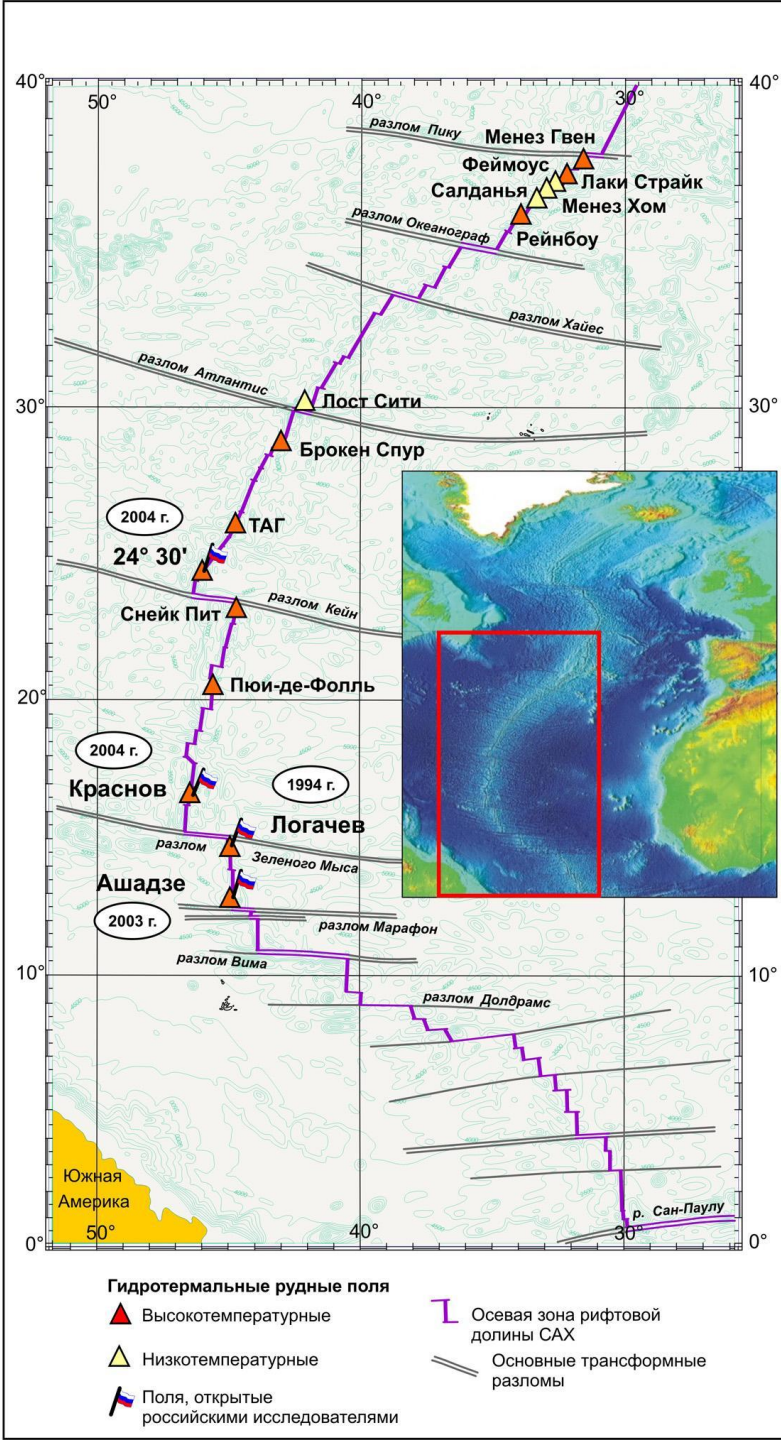
Доочистка U- фракции на микроколонке в тех же условиях

Th-фракция **электролиз**
Альфа-спектрометрия

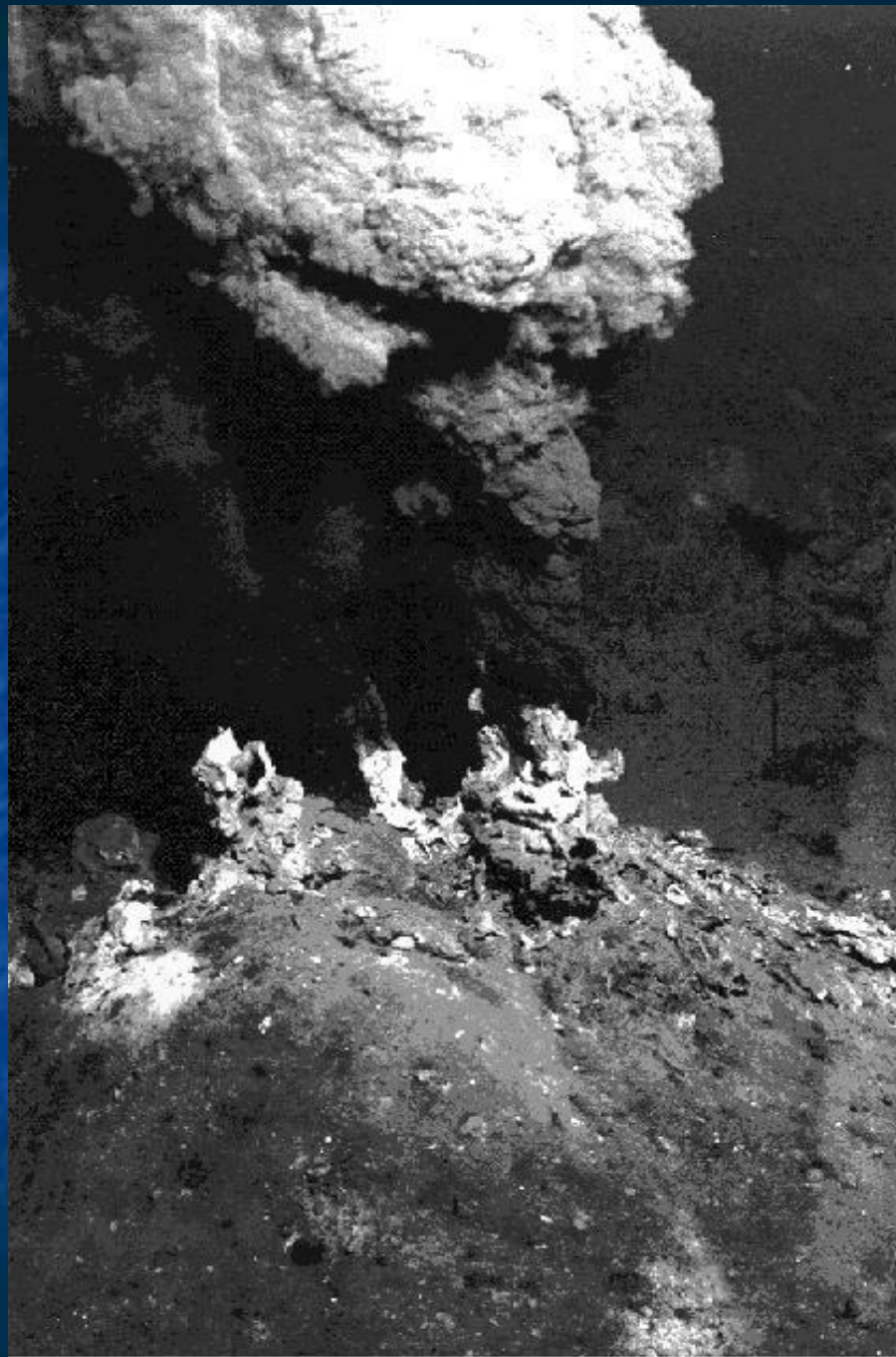
U-фракция **электролиз**
Альфа-спектрометрия

Альфа – спектры изотопов урана и тория, выделенных из образца 1498-М-33

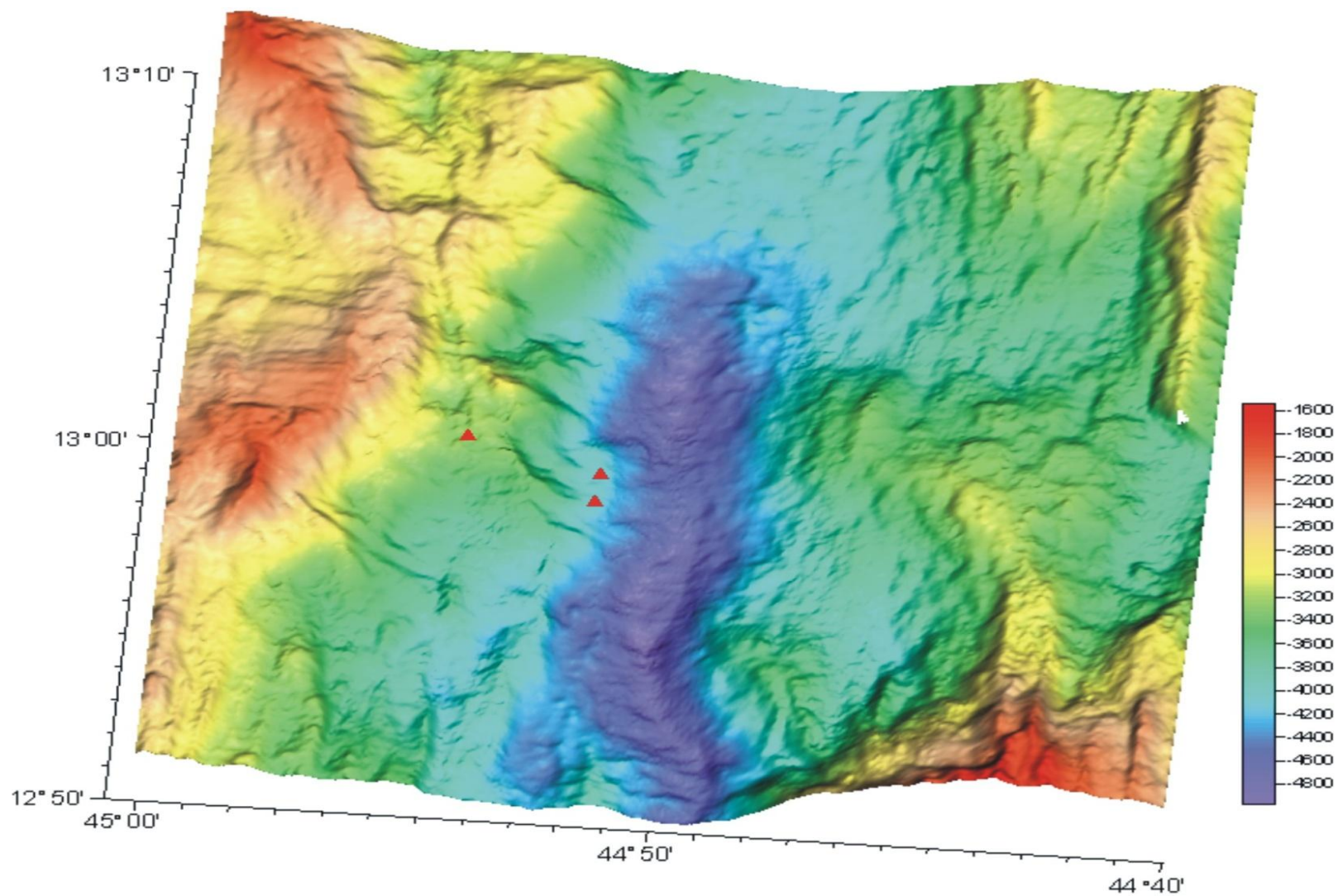




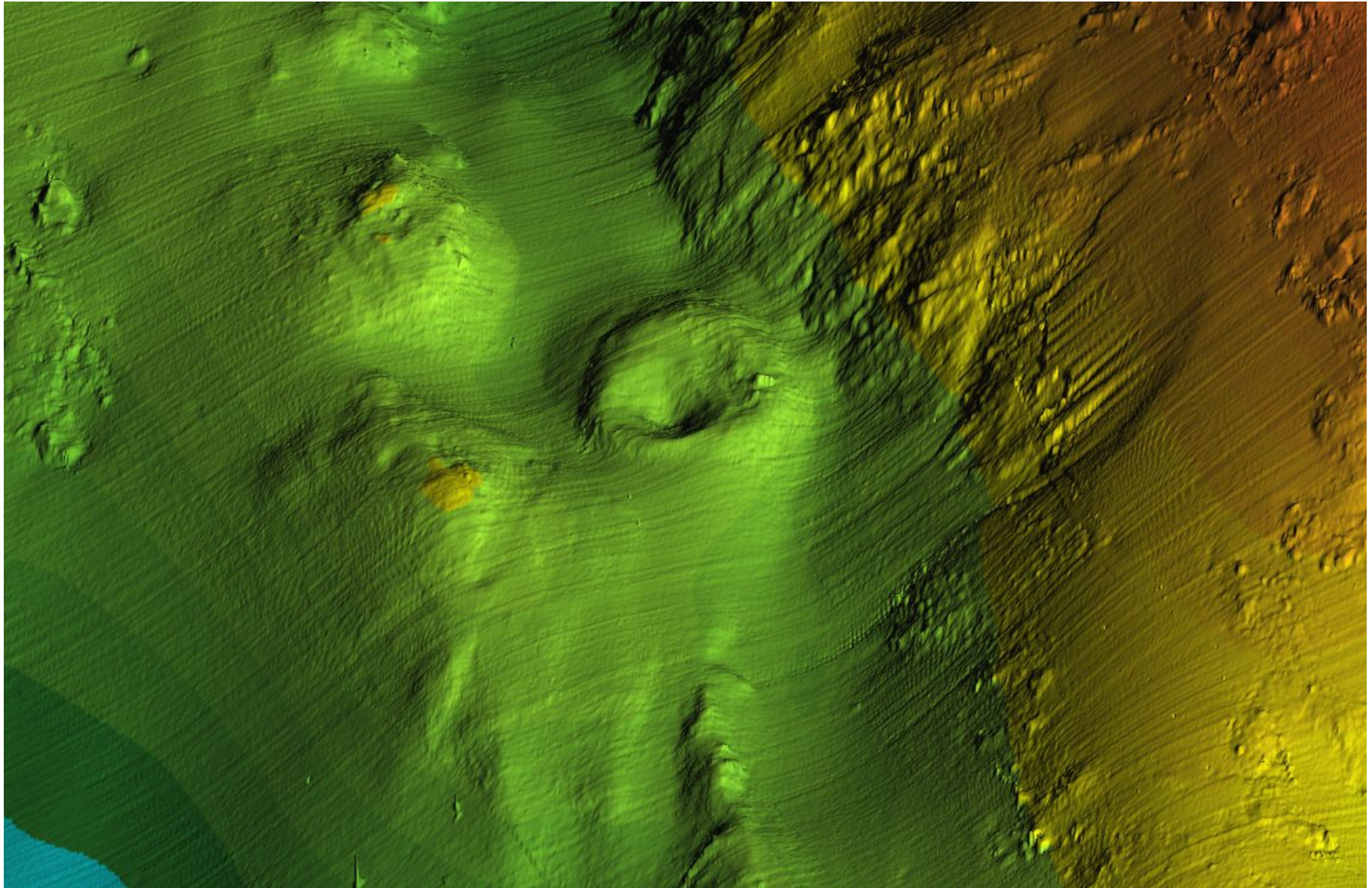
Гидротермальные поля северной и центральной части Срединно-Атлантического хребта (Андреев и др. 2006)



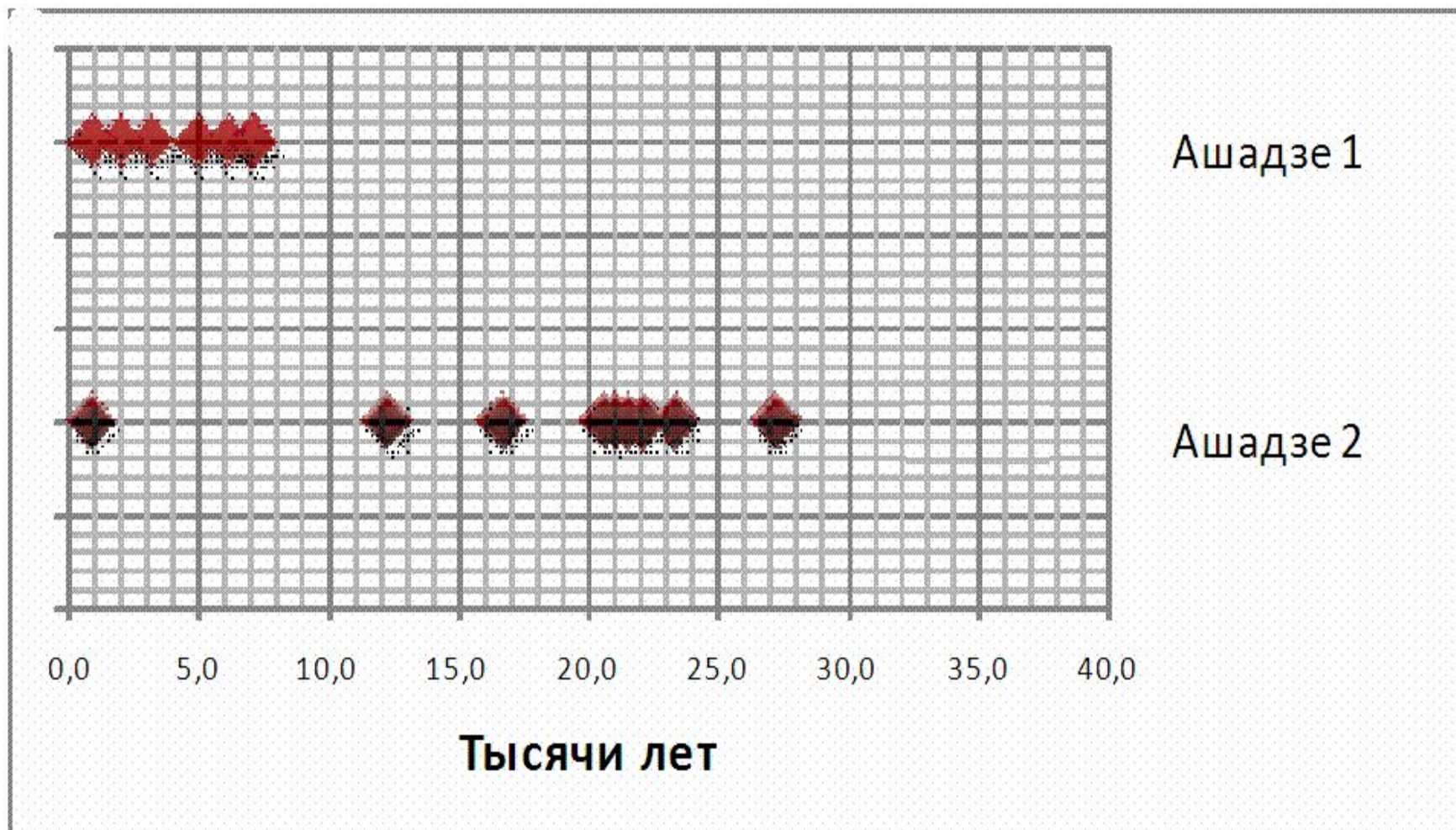
Положение рудного узла Ашадзе в рифтовой долине САХ



Ашадзе-2: кратер с курильщиками и цепочкой гидротермальных холмов



Датировки образцов сульфидов рудного узла Ашадзе



Положение рудных полей Ашадзе-1 и -2 на профиле вкрест простирания рифтовой долины.

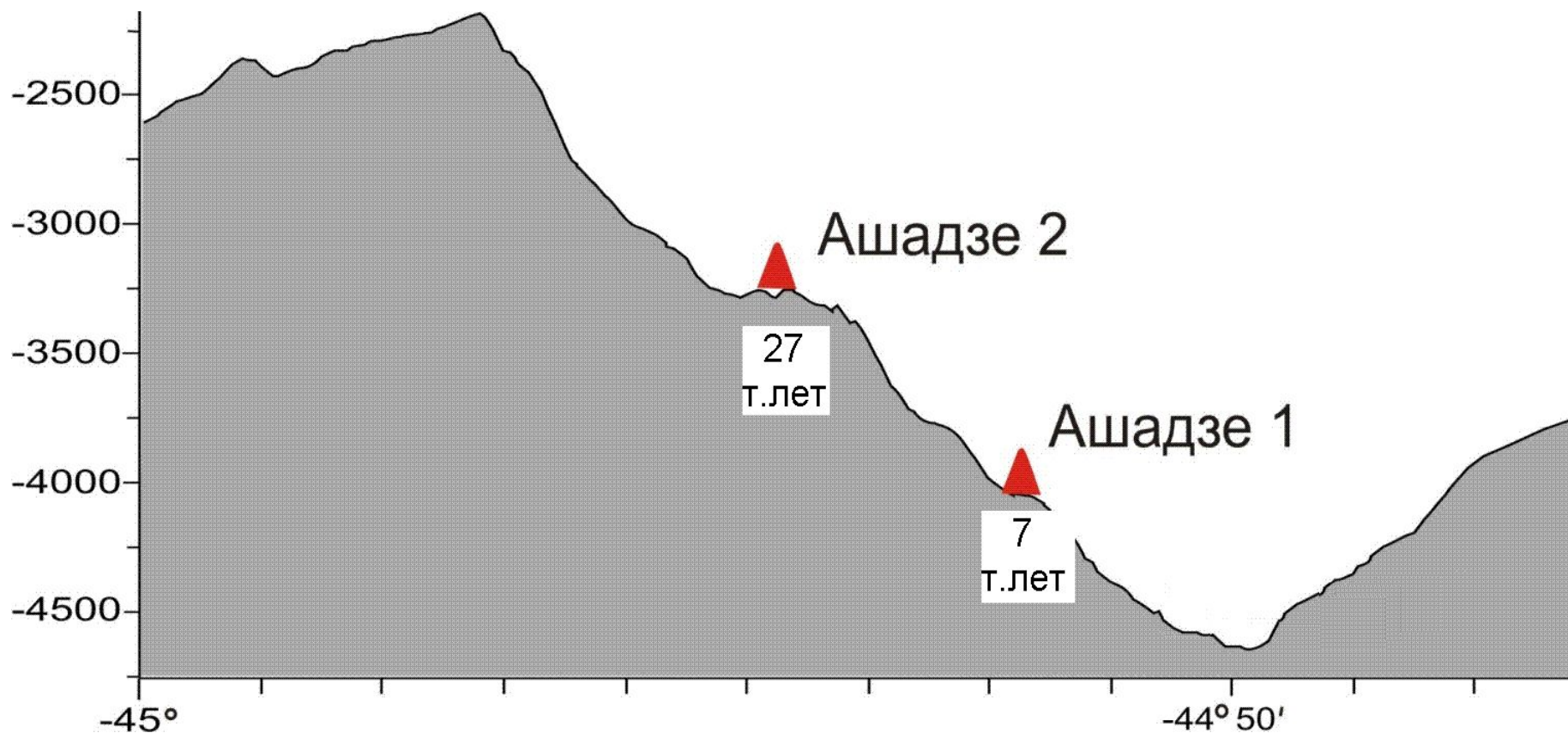


Рис. 1. Возраст сульфидных отложений гидротермальных полей САХ

Гидротермальные
поля

Логачёв-
1

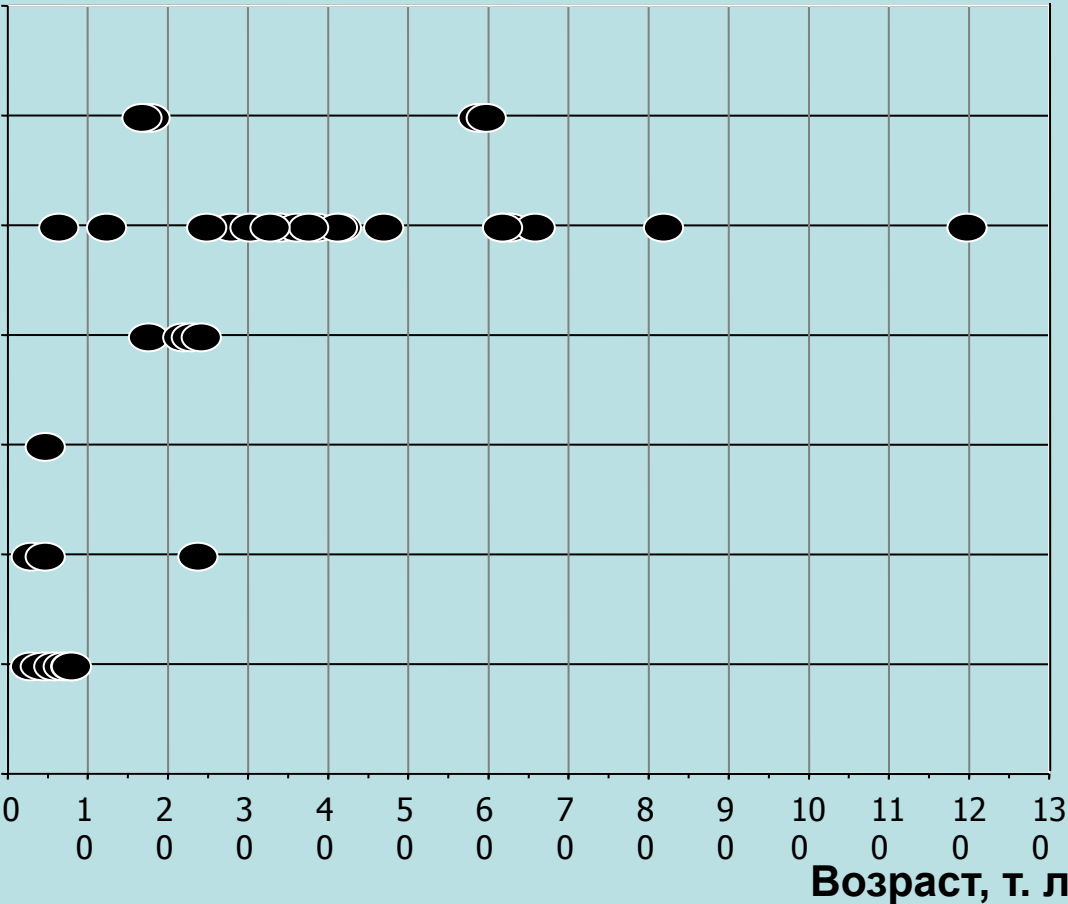
Красно
в

Ашадзе-
2

Логачёв-
2

Рейнбо
у

Ашадзе-
1



Гидротермальные
поля

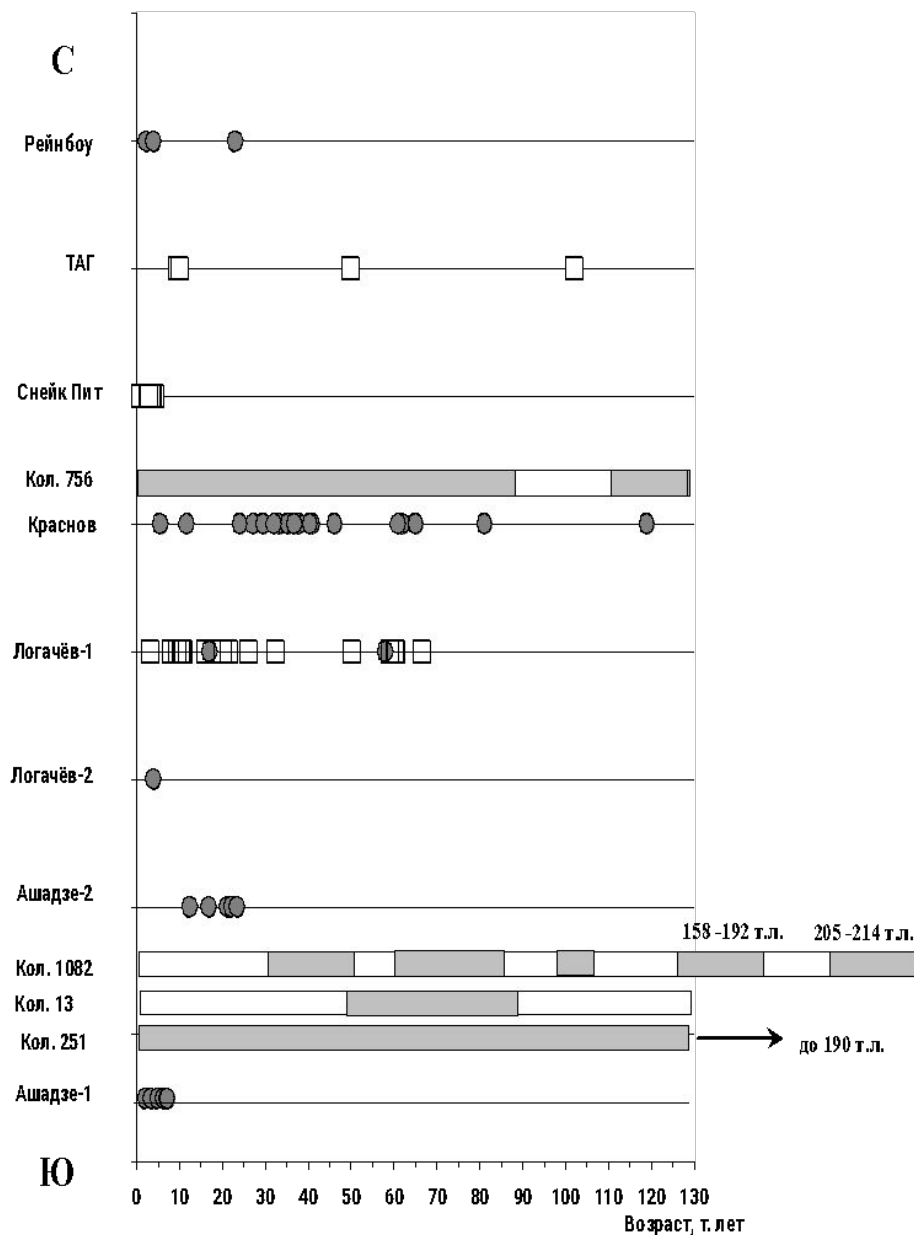


Рис. 1. Временные параметры эпизодов гидротермальной деятельности в пределах Срединно-Атлантического хребта по результатам $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования сульфидных руд (кружки – экспериментальные данные, квадраты – литературные данные, Lalou et al., 1993, 1996) и ^{230}Th -датирования металлоносных осадков исследованных гидротермальных полей (приведены только те осадочные колонки, в составе которых наиболее отчетливо проявляется вклад гидротермального вещества).

230-Th/234U датирование континентальных межледниковых/ межстадиальных осадков – погребенного торфа, гиттии.

Установлено, что в торфе, как древнем так и живом, наблюдаются высокие концентрации урана (от $25 \cdot 10^{-6}$ г/г и выше), что в принципе создает возможность для их датирования уран-ториевым методом (Vogel, Kronfeld, 1980; Halbach, Von Borstel, Gunderman, 1980). Действительно, в дальнейшем было установлено, что высокие содержания ^{230}Th в погребенных торфах обусловлены его накоплением из материнского урана органической фазы (содержание которой иногда достигает 80-90%) осадков, ***а величина отношения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ может служить мерой возраста этих органогенных отложений.***

Основные положения уран-ториевого метода датирования отложений погребенного торфа формулируются следующим образом:

- датировемый образец должен представлять собой закрытую геохимическую систему по отношению к изотопам урана и тория;***
- не должно быть детритных урана и тория в датировемой органической фракции торфа в начальный момент времени его образования; если же в датировемой фракции образца присутствуют незначительные количества этих радионуклидов, то необходима коррекция на детритные (привнесенные из минеральной фазы пробы) уран и торий.***

Fig. 1. Locations of the peat sections.



Рис. Местоположение разреза “Микулино”.



Описание разреза сверху вниз:
0,0-0,2 м - гумусированный суглинок с корнями деревьев;
0,2-0,3 м - торф темно-коричневый с вкраплениями песка;
0,3-1,3 м - торф темно-коричневый;
1,3-1,5 м - гиттия темно-серая, плитчатая; нижние 10 см являются водоносным горизонтом.

Рис. Распределение содержаний ^{238}U , ^{232}Th , отношения $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ и значения зольности (%) в вертикальном профиле разреза «Микулино». Примечание: ppm - $\cdot 10^{-6}$ г/г

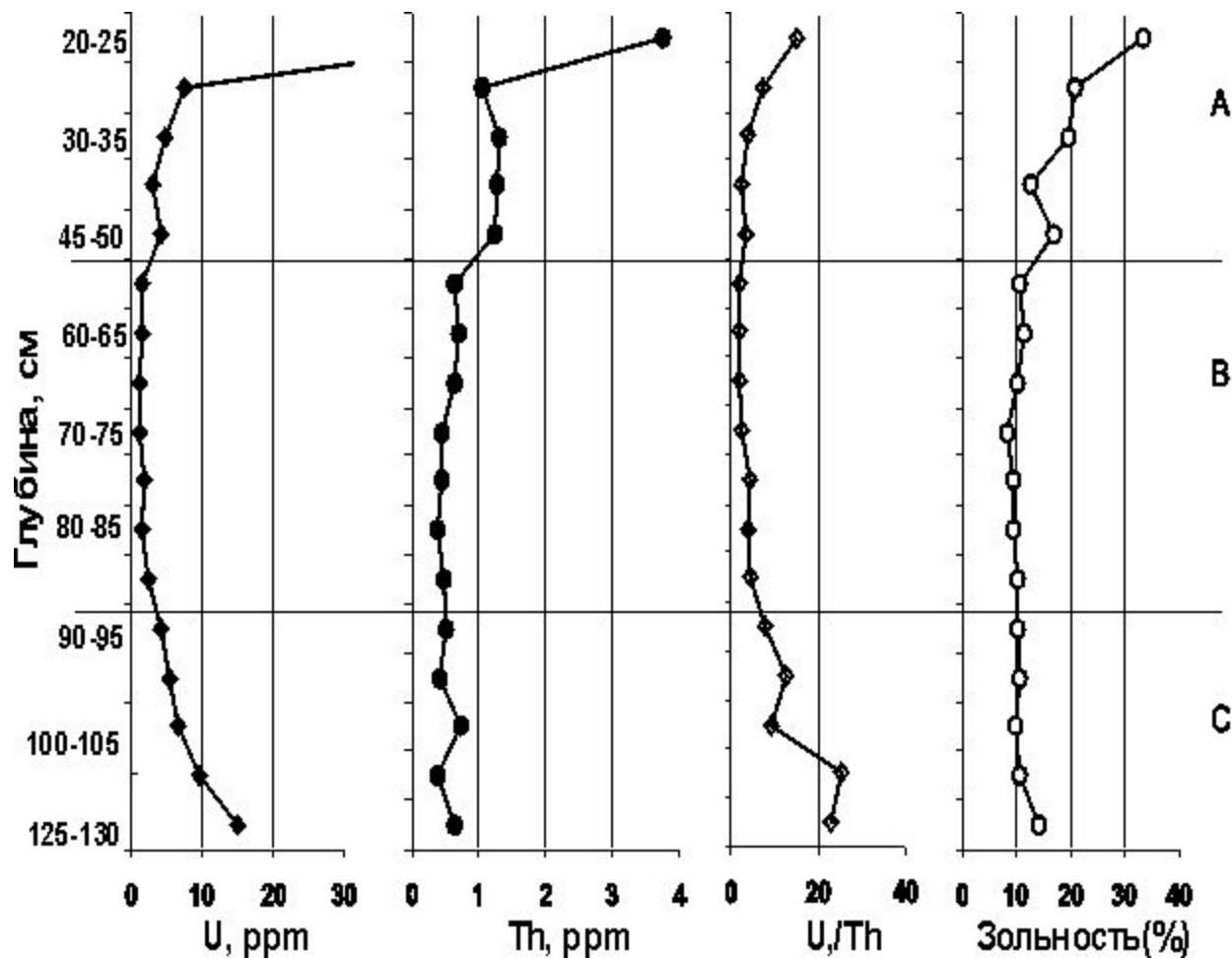
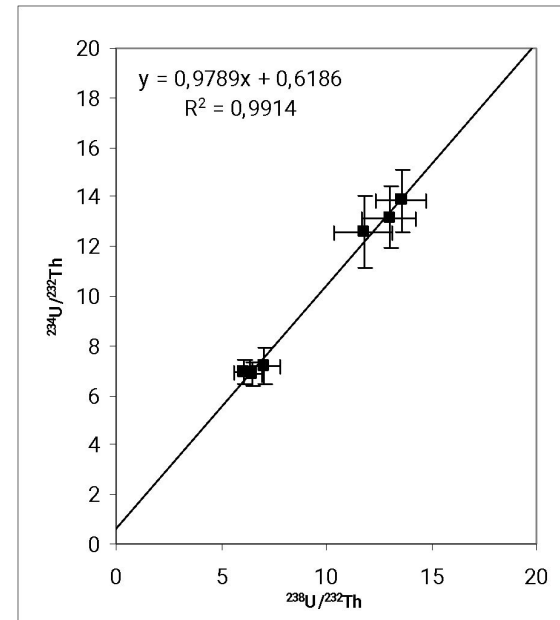
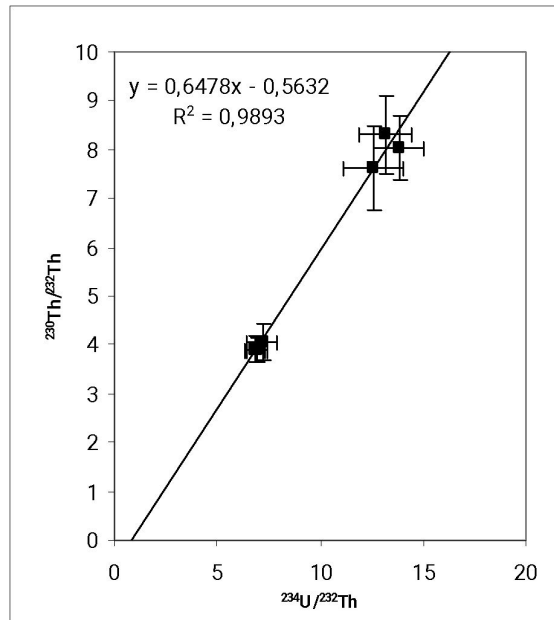


Рис. Графики изохрон для внутренней части разреза "Микулино";
рассчитанный абсолютный возраст - 113+/- 11 тыс. лет.



Углы наклона построенных таким образом изохрон соответствуют скорректированным на детритный привнос значениям отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, которые и используются в дальнейшем при расчете истинного абсолютного возраста исследованных погребенных торфов по формуле:

$$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} = \frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}} \left(1 - e^{-\lambda_0 t} \right) + \left[\left(1 - \frac{\lambda_0}{\lambda_0 - \lambda_4} \right) \left(1 - \frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}} \right) \left(1 - e^{(\lambda_4 - \lambda_0)t} \right) \right],$$

где λ_0 и λ_4 – постоянные радиоактивного распада ^{230}Th и ^{234}U ; $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ – отношения активностей, рассчитанные по методу изохрон; t – возраст образца

Уран-ториевые датировки исследованных погребенных торфов.

Погребенный торф (см), количество обр.	T _{TSD} -1 (т.л.)	T _{L/L} -1 (т.л.)	T _Σ -1 (т.л.)	T _{TSD} -2 (т.л.)	T _{L/L} -2 (т.л.)	T _Σ -2 (т.л.)
Микулино (Россия) 35-65, 6 обр.	-	109.5± 6.2/5.3		-	110.1± 9.3/7.5	
Фили (Россия) 15-35, 3 обр.	110.0± 6.6/5.9	100.6± 5.3/4.8	104.3± 4.1/3.7	110.4± 9.7/8.4	100.6± 9.0/8.1	105.3± 6.7/5.8
Мурава (Беларусь) 40-55, 3 обр.	105.9± 11.4/9.5	98.4± 8.5/7.3	103.2± 6.8/5.8	100.3± 9.2/8.0	106.5± 10.9/9.0	103.0± 7.0/6.0
Нятесос (Литва) 40-55, 3 обр.	78.8± 7.6/6.6	100.6± 9.3/8.0		79.1± 4.3/3.8	94.6± 7.0/6.2	
Мардасавас (Литва) 35-65, 4 обр.	182.8± 31.5/18.9	218.1± 32.2/19.7	200.4± 22.5/13.9	181.1± 14.4/11.1	219.5± 35.7/21.0	187.5± 13.3/9.8
Чембакчино (Зап. Сибирь) 30-55, 5 обр.	110.1± 6.7/5.9	112.8± 19.0/13.8	110.5± 6.3/5.4	106.1± 7.5/6.4	110.3± 9.6/7.9	107.8± 5.9/5.0
Кирьяс (Зап. Сибирь) 30-60, 4 обр.	104.4± 4.4/3.9	105.5± 3.6/3.3	105.2± 2.8/2.6	104.8± 6.3/5.5	103.4± 4.7/4.3	103.9± 3.8/3.4
Бедоба* (Центр. Сибирь) 60-100, 4 обр.	148.5± 11.2/9.3	126.7± 10.3/8.6	136.7± 7.6/6.3	142.7± 5.1/4.6	137.0± 11.8/9.6	141.7± 4.6/4.1
Шурышкары (Зап. Сибирь) 38.5-50, 3 обр.				137.0± 11.0/9.2	133.7± 13.5/11.7	135.7± 8.5/7.0
Малые Курилы (о.Танфильева) 4 внутр.слоя				73.0± 5.3/4.8	69.4± 8.2/7.0	71.9± 4.4/3.9

разрезы	старые геохронологические данные			новые геохронологические данные		
	палеоклиматич. условия формирования орг. отложений	количеств. возраст, т.л.	хроностр. положение торфа (гиттии)	палеоклиматич. условия формирования орг. отложений	²³⁰ Th/U даты T _Σ -1 (T _Σ -2) т. л.; изотопная стадия	хронострат. положение торфа (гиттии)
Восточно-Европейская равнина						
Микулино	палинологич. зоны М4-М8, клим. условия теплее соврем	нет	вторая половина микулин. межледн.	палинологич. зоны М5-М8, клим. условия теплее совр.	109.5±6.2/5.3 (110.1±9.3/7.5) конец 5е, 5d	вторая половина микулин. межледн
Мурава	зоны 5-7 клим. условия теплее соврем	нет	вторая половина оптимума мурав. (мик) межледн.	зоны R PAZ mr6 - R PAZ mr7, клим. условия теплее соврем	103.2±6.8/5.8 (103.0±7.0/6.0) 5d-5с	вторая половина оптимума мурав. (мик) межледн.
Нятесос	зоны М _{3с} -М ₄ , клим. условия теплее соврем.	подстил.отл. ЭПР 112.1 ±25.9, 101.5 ±11.5 перекр. отл. ОСЛ 86±7, 98±12	вторая половина оптимума мярк. (мик) межледн.	зоны М _{3с} -М ₄ , клим. условия теплее соврем.	108.6-72.6 (101.6-75.4) от середины 5d до конца 5 стадии	вторая половина оптимума мярк. (мик) межледн.
Фили	палиноспектры характеризуют клим. условия теплее соврем	нет	средний или поздний неопл.?	зоны М2-М4 клим. условия теплее совр.	104.3±4.1/3.7 (105.3±6.7/5.8) 5d-5с	первая половина микулин. межледн
Мардасавас (Восточно-Европ. равнина)	?	нет	средний или поздний неопл.?	зона S8, сосновые леса с елью и березой климат. условия близкие к совр.	200.4±22.5/13.9 (187.5±13.3/9.8) 7 стадия	заклучит. фаза снайгупел. межледн