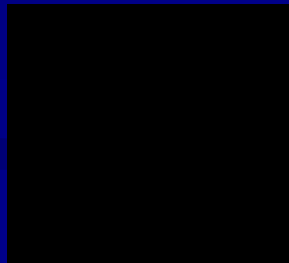


PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA HORNIN

její příčiny a stanovení



Doporučená literatura:

- Barnet I. edit. (1990): Radon investigations in Czechoslovakia I.- ČGÚ Praha.
- Durrance E. M. (1986): Radioactivity in Geology – Principles and Applications.- E. Horwood Ltd., Chichester.
- Hála J. (1998): Radioaktivita, ionizující záření, jaderná energie.- Konvoj Brno.
- Kobr M. a kol. (1997): Petrofyzika.- Učební texty, Karolinum, UK Praha.
- Manová M., Matolín M. (1995): Radiometrická mapa České republiky.- ČGÚ Praha.
- Matolín M. (1970): Radioaktivita hornin Českého masívu.- Academia Praha.
- Matolín M. (1976): Radioaktivita hornin Západních Karpat.- UK Praha.
- Matolín M. (1992): Stanovení radonového rizika z geologického podloží.- UK Praha.
- Solecki A. T. (1997): Radioaktywność środowiska geologicznego.- Wyd. Uniw. Wrocławskiego, Wrocław.
- Titayeva N. A. (1994): Nuclear Geochemistry.- CRC Press, Boca Raton, Tokyo, London.
- Zimák J., Štelcl J., Zelinka J. (2003): Přirozená radioaktivita horninového prostředí v jeskyních Slovenské republiky.- UP Olomouc.
- Zimák J., Štelcl J. (2004): Přirozená radioaktivita horninového prostředí v jeskyních České republiky.- UP Olomouc.
- Štelcl J., Zimák J. (2006): Přirozená radioaktivita horninového prostředí Moravského krasu.- UP Olomouc.

Sylabus:

- 1. Základní geochemické vlastnosti uranu a thoria
- 2. Uran a thorium v magmatickém procesu
- 3. Uran a thorium v hypergenním procesu
- 4. Uran a thorium v metamorfním procesu
- 5. Radioaktivita hornin Českého masívu
- 6. Radioaktivita Českého masívu a regionální geologie
- 7. Změny v horninách a jejich radioaktivitě
- 8. Radioaktivita a stáří hornin
- 9. Radioaktivita a hlubinná stavba Českého masívu
- 10. Terénní měření přirozené radioaktivity
- 11. Hodnocení radioaktivity horninového prostředí
- 12. Stanovení propustnosti základových půd
- 13. Aplikace terénní gamaspektrometrie při výzkumu horninového prostředí krasových oblastí

1. ZÁKLADNÍ GEOCHEMICKÉ VLASTNOSTI URANU A THORIA

Přirozená radioaktivita - jedna ze základních fyzikálních vlastností hornin.

Souvisí s přítomností nestabilních izotopů přirozených radionuklidů v horninách.

Samovolný rozpad jader těchto radionuklidů → emise částic nebo energie (jaderné záření α , β a γ).

Záření α

- Letící heliová jádra ${}^4\text{He}$ (dva protony a dva neutrony).

Vlastnosti:

Rychlost α záření - maximálně 10% rychlosti světla.

Průchodnost α záření hmotou silně omezena.

Doběh α částic:

- **ve vzduchu řádově v cm**
- **v minerálech a v horninách jen setiny mm**

Silná ionizační schopnost.

Jediná α částice, která ve vzduchu urazí dráhu 1 cm, vytvoří asi 10 000 iontových párů.

Záření β

□ Proud elektronů

Vlastnosti:

Rychlost až 99 % rychlosti světla.

100x pronikavější než záření alfa. Doběh ve vzduchu několik metrů, v horninách několik cm.

Záření γ

- Elektromagnetické vlnění podobné světlu - mnohonásobně vyšší energie

Vlastnosti:

Ze všech tří typů záření nejpronikavější.

Doběh kvant gama záření:

- ve vzduchu zhruba 700 m,
- v horninovém prostředí asi do 1 metru.

Počet jaderných přeměn v daném radionuklidu za jednotku času = **aktivita**

1 jaderná přeměna v určité látce za 1s =
1 Bq (bequerel)

Horniny: **hmotnostní aktivita (uvádíme Bq.kg^{-1})**

Aktivita 1 Bq.kg^{-1} – v 1 kg horniny proběhne
1 jaderná přeměna za 1 sekundu.

Vyjádření míry stability atomových jader - poločas přeměny (rozpadu).

Poločas přeměny (rozpadu) je doba, za kterou se přemění (rozpadne) právě jedna polovina jader určitého izotopu.

Rozdělení přirozených radioizotopů podle poločasu přeměny:

1. Izotopy s poločasem přeměny nad 1×10^{12} roků (stabilní izotopy)
2. Izotopy s poločasem přeměny v intervalu 1×10^8 až 1×10^{12} roků
3. Izotopy s poločasem přeměny pod 1×10^8 roků

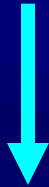
Tab. 1. Rozdělení izotopů podle poločasu přeměny (T) - podle Polański a Smulikovski (1978), upraveno

	poločas přeměny (roky)	po 4 mld. let zůstane (%)	příklady izotopů (T)
skupina I ($T > 1 \times 10^{12}$ r)	5×10^{12} 1×10^{12}	99,94 99,72	^{204}Pb ($1,4 \times 10^{17}$ r) ^{142}Ce (5×10^{15} r) ^{186}Os (2×10^{15} r) ^{152}Gd ($1,1 \times 10^{14}$ r) ^{148}Sm ($1,2 \times 10^{13}$ r) ^{123}Te ($1,2 \times 10^{13}$ r)
skupina II ($T = 1 \times 10^8$ až 1×10^{12} r)	1×10^{11} 1×10^{10} 1×10^9	97,26 75,8 6,2	^{190}Pt (7×10^{11} r) ^{138}La ($1,1 \times 10^{11}$ r) ^{147}Sm ($1,06 \times 10^{11}$ r) ^{87}Rb ($5,0 \times 10^{10}$ r) ^{187}Re ($4,3 \times 10^{10}$ r) ^{176}Lu ($2,2 \times 10^{10}$ r) ^{232}Th ($1,41 \times 10^{10}$ r) ^{238}U ($4,51 \times 10^9$ r) ^{40}K ($1,31 \times 10^9$ r) ^{235}U ($7,02 \times 10^8$ r)
skupina III ($T < 1 \times 10^8$ r)	1×10^8 1×10^7	9×10^{-11} 1×10^{-119}	^{234}U (248 000 r) ^{226}Ra (1620 r) ^{210}Po (138,4 d) ^{222}Rn (3,82 d) ^{223}Fr (22 min) ^{220}Rn (54,5 s) ^{219}Rn (3,92 s)

Podle původu – izotopy:

■ **PRIMÁRNÍ** – součástí „prahmoty“ Země

■ **SEKUNDÁRNÍ** – vznik v průběhu vývoje Země

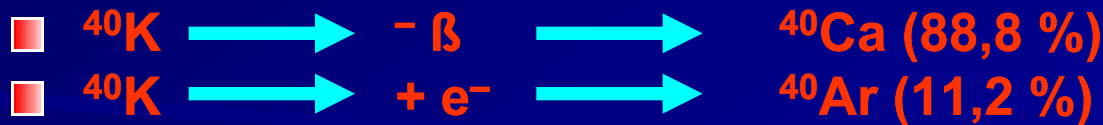


Nejvýznamnější: **radiogenní izotopy** (produkt radioaktivních přeměn nestabilních jader)

DRASLÍK

- koncentrace v zemské kůře = 2,6 %
- zastoupení:
 - draselné živce (ortoklas, mikroclin, sanidin – 5 -15 %)
 - foidy (leucit, nefelín)
 - fylosilikáty (biotit, muskovit, sericit, flogopit)
 - plagioklasy
 - podružné množství – amfiboly, pyroxeny, turmalín

3 izotopy – radioaktivní pouze ^{40}K (zdroj β a γ záření) – jen 0,0117 % složení draslíku



1g přírodního draslíku emituje 3,3 kvant γ za sekundu

URAN a THORIUM

■ Skupina aktinoidů

■ Podobné iontové poloměry

- $U^{4+} = 0,097 - 0,101 \text{ nm}$
- $Th^{4+} = 0,102 - 0,106 \text{ nm}$

URAN

Výskyt:

- samostatné minerály (uraninit, coffinit)
- příměs v jiných minerálech (allanit, zirkon, apatit, titanit, monazit, xenotim)
- uran vázaný na organickou hmotu

Přírodní uran – směs tří izotopů:

- ^{234}U – 0,005 % veškeré hmoty U
- ^{235}U – 0,720 % veškeré hmoty U
- ^{238}U – 99,275 % veškeré hmoty U

~~stabilní izotopy~~

^{235}U ($T = 0,702 \times 10^9$ roků)

^{238}U ($T = 4,51 \times 10^9$ roků)



mateřské nuklidy dvou různých rozpadových řad (^{207}Pb , ^{206}Pb)

^{234}U  přechodný člen rozpadové řady ^{238}U

Uran a dceřiné produkty obou rozpadových řad = zdroj α , β , γ

1g přírodního U + produkty přeměny – 50 000 kvant γ za sekundu
(více než 90 % generováno rozpadovou řadou ^{238}U)

THORIUM

Výskyt:

- samostatné minerály (thorit, thorianit)
- příměs v jiných minerálech (allanit, zirkon, apatit, titanit, monazit, xenotim, jílové minerály)

- 6 přírodních izotopů
- dlouhý poločas rozpadu jen ^{232}Th ($T = 1,41 \times 10^{10}$ roků)



mateřský nuklid thoriové rozpadové řady (končí stabilním ^{208}Pb)

Členy této rozpadové řady – zdroj α , β , γ

1g Th + produkty přeměny – 15 000 kvant γ za sekundu

■ Zbývající izotopy Th:

- ^{227}Th
- ^{228}Th
- ^{230}Th } přechodné členy rozpadových řad ^{235}U , ^{238}U a ^{232}Th
- ^{231}Th
- ^{234}Th

Krátké poločasy rozpadu

minimální zastoupení v zemské kůře

URAN A THORIUM V MAGMATICKÉM PROCESU

Distribuce U a Th v horninách zemské kůry sledována od 2. poloviny 20. stol.

1. koncentrace přirozených radioaktivních prvků v magmatitech závisí:
 - na procesech
 - na podmínkách vzniku
2. maximální koncentrace přirozených radioaktivních prvků vždy v nejmladších členech magmatických sérií
3. radioaktivita magmatických hornin **vzrůstá se stoupající kyselostí**
4. koncentrace U a Th v magmatech obohacených **SiO₂, Na₂O a K₂O**

■ **Koncentrace U v zemské kůře = 2 - 4 ppm**

■ **Tři formy uranu:**

- 1. uran tvořící samostatné minerály
- 2. uran tvořící izomorfní příměsi v podstatných a akcesorických minerálech
- 3. uran v rozptýleném stavu

Vysoký obsah uranu:

- alkalické leukogranity (U – 100 ppm, Th – 260 ppm, Nb – 2300 ppm)
- ryolity
- alkalické syenity
- fonolity

URAN

HLUBINNÉ MAGMATITY (část)

POSTMAGMATICKÉ PRODUKTY

terciérní a kvartérní dacity a ryolity (USA)

5 – 30 ppm U

Vulkanity – vyšší radioaktivita (rychlý únik vodní páry – U nemá možnost přecházet do zbytkových roztoků zůstává rozptýlený v horninách)

■ **Koncentrace Th v zemské kůře = 8 - 12 ppm**

■ **Tři formy thoria:**

- 1. jeden z hlavních prvků krystalových struktur
- 2. ve strukturních mřížkách zastupuje izomorně jiné prvky
- 3. thorium v rozptýleném stavu

■ **Th = stabilní prvek – koncentruje se v minerálech vznikajících za vysokých teplot**

■ **Nerosty Th nerozpustné - nepodléhají prakticky zvětrávání.**

Migrace Th:

- 1. V podmínkách zemského povrchu (nizkoteplotní prostředí) – mechanický transport
- 2. V podmínkách vysokých teplot – migrace Th za teplot blízkých metamorfním podmínkám

Hlavní nositelé Th (U) v magmatických horninách:

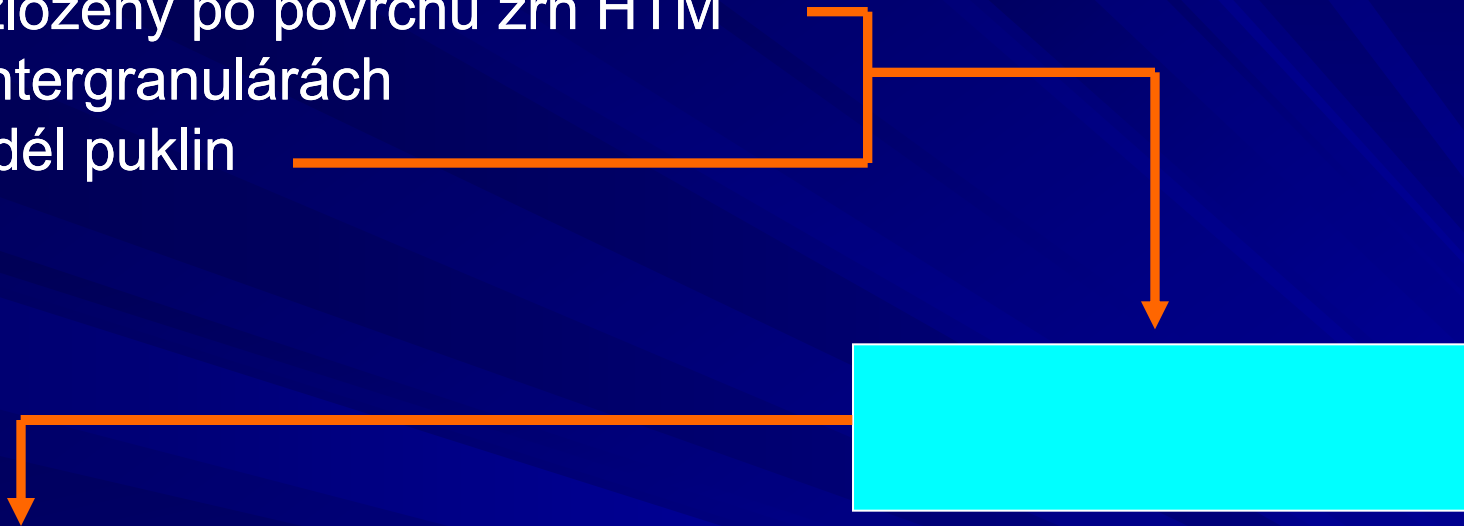
- Akcesorie – allanit, apatit, monazit, titanit, xenotim, zirkon

Zirkon – granity, granodiority, středně acidní magmatity

Allanit, monazit, xenotim – v koncových členech diferenciačního procesu

Vazba Th (U) v horninách:

- v horninotvorných minerálech (pouze část Th a U)
- rozloženy po povrchu zrn HTM
- v intergranulárách
- podél puklin



- **Původ:**
 - postmagmatické hydrotermální roztoky
 - hypergenní roztoky (obsahující s produkty zvětrávání i ionty U a Th)
 - postmagmatické zbytky (vazbou i vlastní minerály U a Th)

Společný výskyt minerálů U a Th - na vysokoteplotních hydrotermálních ložiskách (asociace U s Ti):

- davidit $(\text{La, Ce})(\text{Y, U})(\text{Ti, Fe}^{3+})_{20}(\text{O, OH})_{38}$
- brannerit $(\text{U, Ca, Y, Ce})(\text{Ti, Fe})_2\text{O}_6$

■ **Níže temperované hydrotermální formace:**

- prakticky žádné Th
- vyšší koncentrace U (vznik ekonomicky využitelných ložisek)

Obsah U roste v horninách společně s obsahem Th. K posouzení anomality obsahu uvedených prvků slouží poměr:

Th/U

URAN A THORIUM V HYPERGENNÍM PROCESU

■ Radioaktivitu sedimentů ovlivňuje:

- 1. povaha usazovaného materiálu
- 2. povaha diagenetických procesů
- 3. charakter dalších působících procesů
 - epigeneze
 - hydrotermální vlivy
- 4. zvětrávací procesy (mobilizace U a Th – závisí na způsobu vazby obou prvků ve zvětrávaném materiálu)

U- a Th- akcesorie chemicky rezistentní  náplavy
klastická ložiska

■ Minerály U a Th nestabilní rozklad přeměna

sekundární produkty přeměny U:

- hydroxidy
- karbonáty
- sulfáty
- fosfáty
- arzeničnany
- vanadičnany
- hydrosilikáty

OXIDAČNÍ ZÓNA URANOVÝCH LOŽISEK

■ Zvětrávání magmatických hornin:

- Uran – oxiduje na U^{6+} **vyluhování**
- Thorium – zůstává ve formě Th^{4+} **koncentrace v sekundárních zvětrávacích produktech**

kontinentální sedimenty: **vysoký poměr Th/U**

RADIOAKTIVITA

KLASTICKÉ SEDIMENTY > CEMENTAČNÍ SEDIMENTY

(vzrůstá s klesající velikostí klastů)

U, Th – jílové sedimenty

- Mořská voda snadné vylučování Th
výrazná převaha U
- Koncentrace U vzrůstá v redukčním prostředí
U⁶⁺ redukuje na U⁴⁺
- **Vysoké obsahy uranu v sedimentech:**
 - černé břidlice (bituminózní až grafitické)
 - kaustobiolity uhelné řady
 - fosfority
- **Karbonátové sedimenty (vápence, dolomity):**
slabě radioaktivní (s výjimkou bituminózních karbonátových hornin)

URAN A THORIUM V METAMORFNÍM PROCESU

Metamorfní procesy – migrace U a Th

PROGRESÍVNÍ REGIONÁLNÍ METAMORFÓZA:

Koncentraci U a Th v metamorfitech ovlivňují:

1. obsah radioaktivních prvků v původních horninách

(zvl. v sedimentech a vulkanitech). Velmi nízké koncentrace:

- horniny protogeosynklinálních komplexů
- kvarcity
- krystalické vápence

(1-2 ppm U, 2-10 ppm Th)

2. metamorfní facie

■ **Progresivní reg. metamorfóza** **migrace U a Th**

(z termodynamických zón s vysokou teplotou a tlakem) koncentrace přirozených radioaktivních prvků


Střední a nízký metamorfní stupeň:

Obdobně při lokální metamorfóze (teplotní i tlakové) – nízké koncentrace U

■ Kontaktní metamorfóza (facie nízkého tlaku)

- migrace U – nedochází k odstraňování Th
- redistribuce Th v rámci exokontaktu
- zvětšování rozdílů v koncentraci U a Th

RETROGRÁDNÍ METAMORFÓZA:

- U i Th přítomny ve všech faciích retrográdní metamorfózy
 - nejvyšší množství U i Th v horninách facie zelených břidlic
 - nejnižší množství U a Th v horninách granulitové facie
 - koncentrace radioaktivních prvků v horninách stejného stupně progresivní a retrográdní metamorfózy 
- společné trendy (obsahy U a Th v produktech retrográdní metam. zpravidla mírně nižší)

ULTRAMETAMORFÓZA:

Ultrametamorfóza – anatektické tavení horninového materiálu





TEPLOTA → zvyšování aktivity lehkých a těžkých prvků

Počáteční fáze – odstraňování U a Th (pokračuje s růstem intenzity ultrametamorfózy)

Závěrečná fáze – mobilizace rozptýleného U a Th (hornina se již taví jako systém se zvýšenou úrovní přirozené radioaktivity)

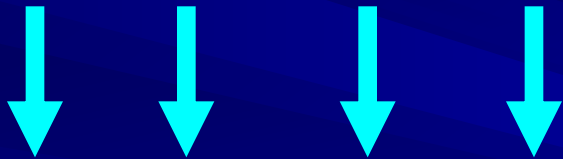
■ Ultrametamorfóza a radioaktivita:

- redistribuce rozptýlených chem. komponent (včetně U a Th)
- většina H_2O a CO_2 (rozhodující pro transport radioaktivních prvků) odstraněna působením progresivní metamorfózy.
- Interakce HTM a roztoků  **rekrytalizace**
 odstranění většiny příměsí (včetně U a Th).

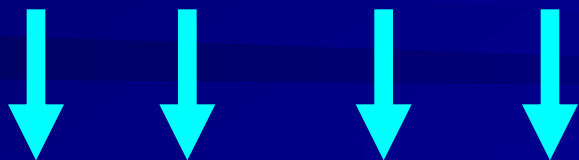
- Zvyšování teploty a tlaku – **redistribuce** chemických komponent rozptýlených v hornině (včetně U a Th)



- **Růst přirozené radioaktivity hornin** (od raných stádií ultrametamorfózy ke stádiím závěrečným)



- Zvýšené koncentrace U a Th v koncových ultrametamorfních produktech.



- Ochuzování okolních hornin o radioaktivní prvky.