

Közép- és Kelet-Európa geotermikus modellje

VLADIMIR CERMÁK* – BODRINÉ CVETKOVA LUJZA**

Numerikus modellszámításokkal meghatároztuk a mélyhőmérséklet, a radioaktív hőtermelés és a köpeny-eredetű hőáram eloszlását Közép- és Kelet-Európa területén húzódó, a prekambriumi európai kraton, valamint a környező variszkuszi és alpi övezetek fő tektonikai egységeit egyaránt átszelő öt geotraverz mentén. A hőmérséklet meghatározása kéregszerkezeti adatok alapján, a kétdimenziós hővezetési egyenlet numerikus megoldásával történt. A hővezetőképesség és a radioaktív hőtermelés egyes kéregblokkokra vonatkozó értékeit a szeizmikus sebességek ismeretében a sebességek és fenti két termikus paraméter közötti empirikus összefüggések felhasználásával állapítottuk meg. A számításokban figyelembe vettük a hővezetőképesség hőmérséklet-függését és feltételeztük, hogy a hőgeneráció az egyes rétegekben a mélység növekedésével exponenciálisan csökken.

A számítások eredményei szerint a prekambriumi kelet-európai táblára alacsony kéreghőmérséklet és 350–500 °C Moho-hőmérsékletek jellemzők. Az Ukrán-pajzs alatt világos hőmérsékleti minimum rajzolódik ki. A Moho-hőmérsékletek tartománya a vizsgált variszkuszi tektonikai egységek térségében 500–600 °C, az alpi övezetekben 600–800 °C. Magasabb, vagyis 800 °C-t meghaladó Moho-hőmérsékletek fordulnak elő a Pannon-medencéhez hasonló hipertermális zónákban. Eredményeink megerősítik annak a lehetőségét, hogy igen magas felszíni hőáramot mutató területeken az asztenoszféra 50–60 km-es mélységéig is felnyomulhat. A Moho-hőáramok a 15–20 mWm⁻² és 40–60 mWm⁻² értékekkel határolt tartományba esnek.

В работе было рассчитано глубинное распределение температур, теплогенерации и теплового потока из мантии для пяти геотравверсов, расположенных на территории Центральной и Восточной Европы и пересекающих главные тектонические единицы как докембрийского Европейского кратона, так и окружающих его варисских и альпийских регионов. Глубинные температуры были получены на основании данных о строении земной коры вдоль указанных геотравверсов с помощью численного решения двумерного уравнения теплопроводности. Значения теплопроводности и теплогенерации в каждом отдельном блоке коры были определены на основании распределения сейсмических скоростей, для чего было выведено экспериментальное соотношение между сейсмическими скоростями и радиогенной генерацией тепла. Применительно также последней экспоненциальное убывание теплогенерации с глубиной. Теплопроводность считалась зависящей от температуры. Как показали расчеты, для докембрийской Восточно-Европейской платформы типичны низкие температуры в коре, температура на поверхности Мохы составляет 350–500 °C. Хорошо выражен минимум температур под Украинским щитом. Под варисскими тектоническими единицами Мохы-температуры повышаются до 500–600 °C и достигают 600–800 °C в альпийских регионах. Наиболее высокие Мохы-температуры, превышающие 800 °C, характерны для гипертермальных бассейнов, таких как Паннонский бассейн. Полученные результаты подтверждают возможность того, что кровля астеносферы в районах с очень высоким тепловым потоком может располагаться на глубине 50–60 км. Тепловой поток на поверхности, Мохы изменяется от 15–20 до 40–60 мВт.м⁻².

Variations of deep temperature, radioactive heat production, and also the mantle heat flow along five geotraverses are calculated. The considered geotraverses are situated in Central and Eastern Europe and run through the main tectonic units of both the precambrian European craton and the surrounding variscan and alpine regions. Temperature distributions are obtained by numerical solution of the two-dimensional equation of heat conduction, on the basis of data on the crustal structure. Given the seismic velocities, the values of heat conductivity and heat production for the individual crustal blocks are found by certain empirical relationships between seismic p-wave velocity and these thermal parameters. The temperature dependence of heat conductivity is taken into account, and it is assumed that heat production decreases with depth exponentially within each separate crustal layer.

According to the results of calculations, generally low crustal temperatures and Moho-temperatures of some 350–500 °C are characteristic of the precambrian East European platform. A clear temperature

* Csehszlovák Tud. Akadémia Geofizikai Intézete, Prága

** ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest

minimum occurs beneath the Ukrainian shield. Moho-temperatures amount respectively to 500–600 °C and 600–800 °C at the considered variscan and alpine tectonic formations. Moho-temperatures higher than 800 °C occur at hyperthermal zones like the Pannonian basin. The results of this study suggest the possibility that in areas of definitely high surface heat flows the asthenosphere may ascend to as small depths as 50–60 km. The Moho-heat flows fall in the range between 15–20 mWm⁻² and 40–60 mWm⁻² in the study area.

1. Bevezetés

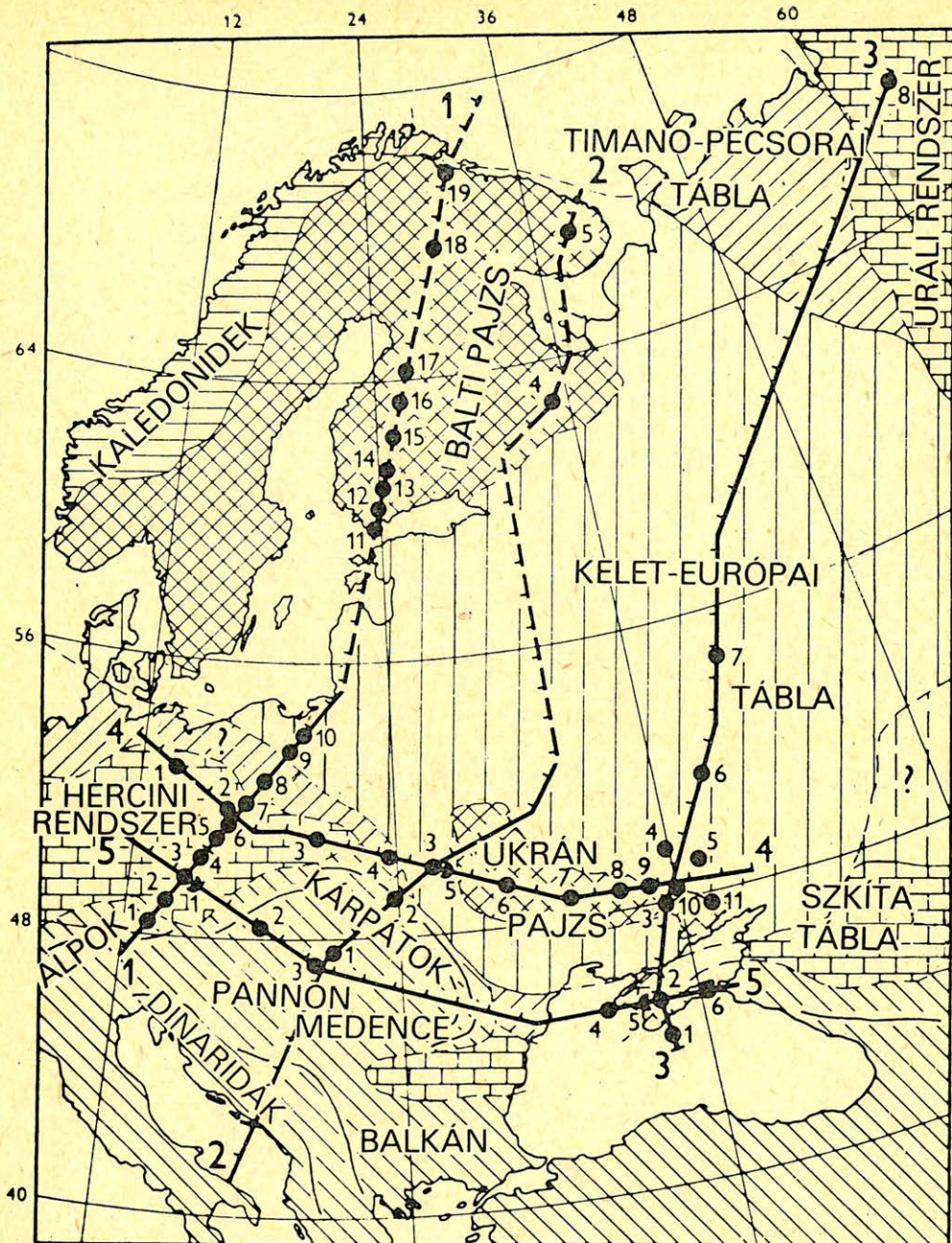
A hőáramsűrűség felszíni eloszlására vonatkozó információ fontos jelentőséggel bír a kéregszerkezeti vizsgálatok és a különböző földtani alakulatok fejlődéstörténetének kutatása szempontjából. Ez az információ, kiegészítve a hővezetőképesség és a radioaktív hőtermelés mélységbeli változására vonatkozó ismeretekkel, lehetőséget nyújt a felszíni hőáram mélységi extrapolálására és ezzel együtt mélység-hőmérsékletek meghatározására a Földben. Geotermikus modellek legnagyobb megbízhatósággal a Föld felső, 100–200 km mélységeig terjedő zónájára dolgozhatók ki, olyan térségben ahol a kéregszerkezet szeizmikus adatokból viszonylag jól ismert. Konkrét területekre vonatkozó individuális hőmérséklet-eloszlások meghatározása elengedhetetlenül szükséges a kéreg és a felső köpeny horizontális termikus inhomogenitásainak, speciálisan a különböző típusú kéregblokkok érintkezési zónáiban kialakuló inhomogenitások vizsgálata szempontjából.

Közép- és Kelet-Európa területén, közös KAPG-program keretében megvalósított ún. mélyszeizmikus szondázásokkal (DSS), 1963 óta folynak tervszerű kéregszerkezeti vizsgálatok. Az 1. ábrán feltüntetett öt transzkontinentális geotraverz mentén meghatározott részletes kéregszerkezeti kép több KAPG-projekt eredményének szintéziseként állt össze. Ezek a kelet-európai geotraverzek, (EEGT) különböző nemzeti és nemzetközi DSS-szelvények (*Sollogub et al., 1978, 1979*) mentén végzett nagyszámú szeizmikus szondázás adataira épülnek. Az öt geotraverz közül három közel észak-déli irányítottaságú, ezek a következő jellegzetes földtani képződményeket szelik át: 1 – Alpi geoszinklinális, Cseh-masszívum, kelet-európai tábla (1100 km), 2 – Dinaridák, Pannon-medence, Ukrán-pajzs (1800 km), 3 – Fekete-tenger, Krim, Dnyepro-donyecki aulakogén, moszkvai szineklízis, peccorai szineklízis (3200 km). Az Északnémet síkság, Lengyelország és az Ukrán-pajzs (2200 km) területén húzódó 4. sz. és a Cseh-masszívum, Pannon-medence, Kelet-Kárpátok (1500 km) térségen áthaladó 5. sz. szelvény kelet-nyugati csapású.

A kéreg és felső köpeny szerkezetére vonatkozó adatok felhasználásával mindegyik szelvényre 60–70 km mélységig terjedően kiszámítottuk a hőmérséklet eloszlását, jelen tanulmány célja a vizsgálat és eredményeinek ismertetése.

2. A térség tektonikája

A vizsgált terület legjelentősebb tektonikai képződménye a fiatalabb gyűrődésekkel határolt ősi kelet-európai tábla. Ez a formáció, Európa legősibb (~3100–600 millió év) részeként, az egész kontinens magját képezi. A tábla fő szerkezeti egységei a Balti- és Ukrán-pajzs a felszínre kibúvó prekambriumi aljzattal, valamint az Orosz-tábla, amely némileg megsüllyedt és üledékekkel fedett. A kelet-európai tábla különböző korú prekambriumi összeletei délnyugaton a Német–Lengyel síkság, északon az Északi-tenger térsége alá benyomulva kö-



Geo 86/22-1

1. ábra. Közép- és Kelet-Európa tektonikai rajonozásának vázlatos térképe a vizsgált geotraverzek feltüntetésével. A számozott körök a 6-10. ábrákon bemutatott mélységzselvények helyzetét jelölik.

Рис. 1. Упрощенная карта тектонического районирования Центральной и Восточной Европы с положением пяти геотраверсов. Точками обозначены положения сейсмических разрезов, представленных на рис. 6-10

Fig. 1. Schematic tectonic map of Central and Eastern Europe, showing positions of the geotraverses investigated in this study. Black circles indicate locations of the seismic cross-sections presented in Figs. 6-10.

vetethők, észak-keleten pedig a Timano-Pecsorai táblával határosak. Az utóbbi két terület földtani szerkezete kevésbé ismert, ezek feltételezhetően epibajkái és részben epikaledóniai korúak. A kaledonidek (~ 600–400 millió év) Európa jelenkori földtani képében nem játszanak jelentős szerepet. A főként a Brit-szigetekre és Skandináviára jellemző kaledóniai öv csak helyenként, szűk zónákat képezve mutatható ki a kelet-európai tábla szegélyein. A vizsgált térség délnyugati részén a táblát a késő-paleozoikumban (~ 400–230 millió év) konszolidálódott variszkuszi gyűrődéses öv (1. ábra) határolja. A valaha kiterjedt variszkuszi öv aljzata több, különböző méretű, a legújabb tektonikai aktivitás idején keletkezett alacsony hegységmasszívumként bújik ki a felszínre. Síkságok vidékén viszont a paleozoós vagy ennél is régebbi aljzatot mezo-kainozoós táblás takaró fedi. A kérdéses területen a Cseh-masszívum és a Mizijszki tábla a legjelentősebb variszkuszi tektonikai egységek. Az alpi Európát (230 millió évesnél fiatalabb korú képződmények) az afrikai és európai lemezek ütközése során keletkezett fiatal lánchegységek (1. ábra) képviselik. Az Alp-Mediterrán övet az Appennini-hegység, az Alpok, a Kárpátok, a Balkán-hg., a Dinaridák, a Krími-hg. és a Kaukázus hegláncai alkotják. Az öv felépítésére a fő szerkezeti egységek kanyargós íveltsége jellemző. Az ívek gyakran zárt hurkokat képezve a Pannon-régióhoz hasonló hegyközi süllyedéseket, vagy tengermedencéket fognak közre. A Kárpátok – kárpáti előmélység és a kelet-európai tábla között fiatalabb, variszkuszi és epivariszkuszi aljzatú táblák zónája helyezkedik el. E zónához tartozik a Fekete-tenger medencéje, a sík-Krím és az elő-kaukázusi térség. Az epivariszkuszi Donyeck-Kaspi rendszerre különleges felépítés jellemző. Így például a Fekete-tengeri és a Dél-Kaspi medencék területén átmeneti kéregtípus figyelhető meg, vagyis a gránitréteg vékony vagy teljesen hiányzik, az alsó kérget pedig vastag (18–25 km) üledéktakaró fedi. Végül a vizsgált terület keleti szegélyén elhelyezkedő uráli gyűrűt rendszer az európai és szibériai táblákat választja el egymástól.

3. Földi hőáram

Európa földi hőáramának térképe (Cermák and Hurtig, 1979) több mint 3000 hőáram-mérés alapján lett megszerkesztve. A térképen világosan felismerhető, hogy a hőáram Európa területén nagy általánosságban északkeletről délnyugat felé növekszik, ami a kontinens tektonikai sajátságainak a következménye. Nem elhanyagolható azonban a fő változásra ráarakódó, helyenként jelentős regionális anomáliák szerepe.

Fentiekben már említettük, hogy a vizsgált térség nagyobb részén az ősi kelet-európai tábla helyezkedik el. Erre a tektonikai egységre alacsony ($40-50 \text{ mWm}^{-2}$) hőáram jellemző, különösen alacsonyak ($30-40 \text{ mWm}^{-2}$) a hőáramok a Balti- és Ukrán-pajzs vidékén. Geotermikai szempontból igen érdekes terület az árkos szerkezetű Dnyepro-donyecki aulakogén ahol 50 mWm^{-2} értéket meghaladó hőáramok figyelhetők meg. Az Orosz-tábla keleti szegélyén és az Urál-hegység zónájában viszonylag alacsony, a kelet-európai tábla egészére is jellemző hőáramok dominálnak.

Az alacsony hőáramot mutató régiót délnyugaton az Északi-tenger – Dobrudzsa lineament zárja le. Ez utóbbi határvonal északi szakasza a Teissevre – Tornquist zóna néven ismeretes. A felszíni hőáram eloszlása Közép-Európa térségében az Alpok – Kárpátok gyűrűt övétől északra rendkívül változatos képet mutat. A hőáramtér szerkezetére itt megnyúlt, általában kelet-nyugati irányú pozi-

tív anomáliák (Németalföld, Északnémet síkság, Szudéták) jelenléte jellemző. Az anomáliák elhelyezkedése eléggé jól követi a közép-európai tábla déli szegélyének vonalát. A nyugati Kárpátok északi gerincéhez közeledve a hőáram csökkenő tendenciát mutat. A Cseh-masszívum lokális alacsony hőáramot mutató tipikus földtani képződmény.

Az Alpok – Kárpátok gyűrt rendszerének övében a hőáram általában viszonylag magas, bár jelentős helyi variációk figyelhetők meg a térségben. A nyugati Alpokban a hőáram egyértelműen magas, nem mondható el viszont ugyanez a keleti Alpokról. A Nyugat-Kárpátok nyeregzőnájának vidékére sem annyira a magas hőáram, mint inkább valószínűleg jelentős horizontális hőmérsékleti gradiens jellemző. A Kárpátok ívének egészén a hőáram a külső tektonikai egységektől befelé haladva növekvő trendet mutat. A Kárpátok ívének belül elhelyezkedő Pannon-medence, a területén megfigyelt igen magas ($80 - 100 \text{ mWm}^{-2}$) hőáramokkal, meglehetősen különleges földtani egység Európa hőáram-térképén. A Balkán-félszigetre vonatkozóan rendelkezésre álló viszonylag kisszámú mérési adat nem teszi lehetővé megbízható hőáramtérkép szerkesztését a területre. Minden valószínűség szerint a geotermikus tér regionális változására a térségben több jelentős lokális anomália szuperponálódik. Alacsony hőáram jellemző a Moldáviai és a Mizijszki táblára, és ami eléggé meglepő, az Erdélyi-medencére is. A lokális pozitív anomáliák valószínűleg hidrotermikusan aktív zónákkal kapcsolatosak és így az anomáliák a kéregszerkezetben nem tükröződnek.

A kelet-európai tábla déli térsége a Szovjetunió területén eléggé változó hőáramot mutat, az értékek 55 mWm^{-2} és 80 mWm^{-2} határok közé esnek. A Szkita tábla és a Sztavropoli boltozat geotermikusan aktív területek, az utóbbin a hőáram eléri a 90 mWm^{-2} értéket. A lokális anomáliák itt általában kelet-nyugati helyzetűek és ez az irányítottság megegyezik a fő kainozoós gyűrődések csapásával. A Krím-félszigeten a hőáram széles tartományban ($35 - 90 \text{ mWm}^{-2}$) változik, bár a Krím általában inkább csökkent termikus aktivitás a jellemző. A Fekete-tenger egész térségében alacsony a hőáram. Az utóbbi néhány millió év során lezajlott erős üledékképződés miatt azonban a területen mért hőáramokhoz meglehetősen problematikusan megbízható üledékesedési korrekciókat meghatározni.

4. A hővezetési egyenlet

A kéreg és a felső köpenytartomány hőmérsékletének meghatározása jelen vizsgálatban a kétdimenziós, stacionárius hővezetési egyenlet

$$-\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) = A(x, z) \quad (1)$$

numerikus megoldásával történt. Fenti kifejezésben $k(x, z, T)$ a hővezetőképesség, $A(x, z)$ a radioaktív hőtermelés, T a hőmérséklet és x, z Descartes-féle térkoordináták. A modellezett tartomány felső határán határfeltételként ismert $T_0(x)$ hőmérsékletet adtunk meg [$T(x, z = 0) = T_0(x)$], amelyet egyszerűség kedvéért 0°C -nak vettünk. Feltételeztük továbbá, hogy az oldalfelületeken a horizontális hőmérsékleti gradiens értéke zérus ($\partial T / \partial x = 0$, $x = 0$ és $x = L$ esetén, ahol L a vizsgált szelvény hossza), ami azt jelenti, hogy a vizsgált tartomány és környezete között nincs horizontális irányú hőcsere. Az alsó határfelületen mind a $T_M(x)$ hőmérsékleteloszlás mind a Q_M hőáram ismeretlen. Ez azt jelenti, hogy a

feladat nem korrekt kitűzésű, mivel az egyik határfelületen hiányzik a matematikailag definiált határfeltétel. A $Q(x, z = 0) = Q_0$ felszíni hőárameloszlást azonban kiegészítő információként felhasználva, mégis meghatározható a feladat stabil kvázimegoldása. Feltételezzük, hogy a Q_0 hőáram két komponens; a modellezett közegrészen belüli radioaktivitásból származó \bar{Q} hőáram és a köpeny-eredetű Q_M hőáram összegeként áll elő.

Az (1) egyenletet a vizsgált szelvényen tetszőlegesen felvett Q_M -eloszlásra megoldva, a kapott hőmérsékletekből meghatározható az a Q_B hőáram amely az adott Q_M -eloszlás mellett a felszínen lenne. A Q_M hőáram $(Q_0 - Q_B) = \min.$ feltételnek megfelelő fokozatos változtatásával, az (1) egyenlet többszöri ismételt megoldása útján lehetőség nyílik olyan Q_M -eloszlás meghatározására, amely mellett a számított és a mért felszíni hőáramok tetszőlegesen megadott pontossággal megközelítik egymást.

A feladat megoldására különböző szerzők [pl. *Bodri (1981), Stromeyer (1984), Safanda (1985)*] által alkalmazott konkrét eljárások lényegüket tekintve nem különböznek egymástól. Mint fentebb említettük, elvileg meghatározható olyan Q_M -eloszlás, amely esetén a felszínre számított és az ott mért hőáramok tetszőlegesen kis eltéréseket mutatnak. A valóságban azonban olyan területeken, ahol a Q_0 felszíni hőáram variációi meglehetősen nagyok, a számított és mért felszíni hőáramok jó egyezése csak rendkívül nagy horizontális Q_M -gradiensek vagy reálisnak egyáltalán nem tekinthető hőforrás-eloszlás mellett biztosítható. A számítási gyakorlatban egyrészt szükséges a Q_M hőáram horizontális változására olyan határokat megállapítani, amelyekben belüli variációkat a helyi tektonikai szerkezet megengedhet, másrészt becslést kell adni a bemenő adatok pontosságára vonatkozóan, és célszerű mindkét szempontból elfogadható kompromisszumra törekedni.

Jelen tanulmányban olyan geotraverzek mentén határozunk meg mély-hőmérsékleteket, amelyek nagykiterjedésűek és jelentősen eltérő földtani egységeket szelnek át. Hogy a vizsgálat lehetőleg univerzális jellegű legyen, több egyszerűsítő feltevéssel kell élnünk. Így például a radioaktív hőforrások eloszlását külön-külön megvizsgáljuk a kéreg felső 10 km-es rétegére és a mélyebb tartományra vonatkozóan.

5. A radioaktív hőtermelés és a szeizmikus sebességek közötti empirikus összefüggés

A kéregben a radioaktív bomlásból származó hő az alapvető hőforrás, ennek mértéke meghatározható adott kőzet I grammjában foglalt U , Th és K mennyiségének ismeretében. A radioaktív anyagtartalom konkrét kőzetmintákon végzett mérésekkel állapítható meg. A radioaktív elemtartalom becslésére a kéreg mélyebb, mélyfúrásokkal már el nem érhető tartományában csak közvetett módszerek alkalmazásával nyílik mód. A radioaktív hőtermelés mélységbeli változásának meghatározására *Rybach and Buntebarth (1984)* olyan empirikus összefüggéseket állapítottak meg A és v_p között, amelyek reális hőtermelési értékeket adnak a gránitoktól az ultrabázisos kőzetekig terjedő kőzettípusok széles skálájára. Mivel idősebb kőzetekre általában kisebb radioaktivitás jellemző, fenti szerzők a kérdéses kapcsolatnak két változatát adják meg:

$$\ln A = 12,6 - 2,17 v_p,$$

$$\ln A = 13,7 - 2,17 v_p. \quad (2)$$

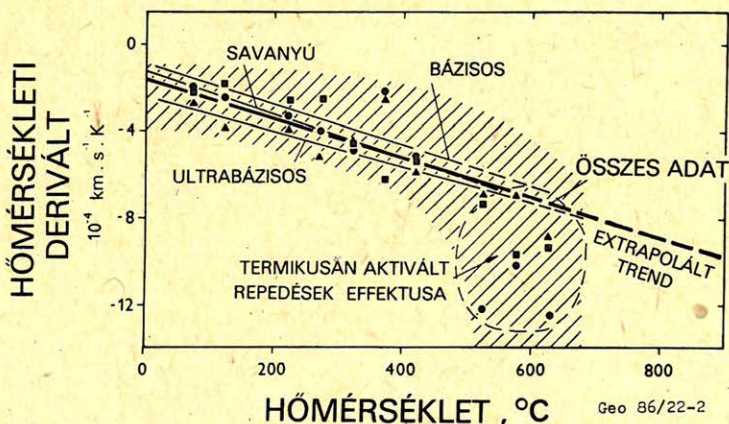
Az első összefüggés prekambriumi, a második pedig fanerozoós kőzetekre vonatkozik. A (2) kifejezésekben a radioaktív hőtermelés μWm^{-3} , a szeizmikus sebesség km/s egységben adott.

Fenti összefüggések laboratóriumi mérések eredményei alapján lettek meghatározva. Mivel a v_p sebesség laboratóriumi mérése a kőzetmintákban szobahőmérsékleten és mintegy 100 MPa nyomáson történt, az „in situ” sebességmeghatározások adataira nyomás és hőmérsékleti korrekciókat kell végezni. Erre a célra a

$$v_p(20^\circ\text{C}, 100\text{ MPa}) = v_p(T, P)[1 + B/v_p],$$

$$B = \frac{\partial v_p}{\partial T} \Delta T + \frac{\partial v_p}{\partial P} \Delta P \quad (3)$$

formában megadott B korrekciós függvény alkalmazható, amelyben együtthatóként a v_p sebesség T hőmérséklet és P nyomás szerinti deriváltjai szerepelnek. A $\partial v_p/\partial T$ együttható hőmérsékletfüggését a 2. ábra mutatja. A görbe különböző típusú kőzetmintákon végzett mérések (Kern, 1982) eredményei alapján lett megszerkesztve. A hőmérsékleti együttható a bazaltok kivételével gyakorlatilag az összes kőzettípusra lineárisan csökken a hőmérséklet emelkedésével. Az 500 °C feletti hőmérsékleteken bekövetkező erős csökkenés a kőzetek termikusan aktivált megrepedezésének a következménye. Repedések kialakulása a



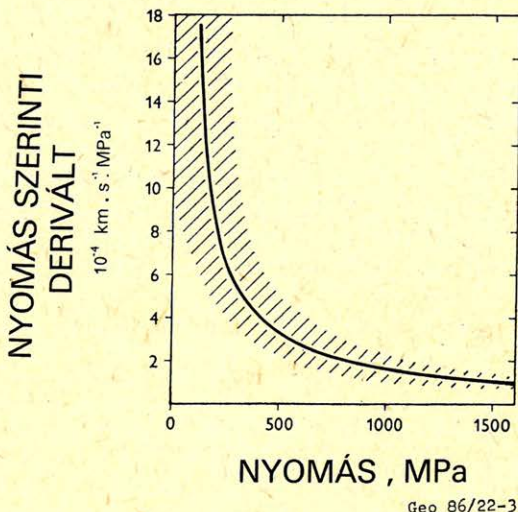
2. ábra. A v_p szeizmikus sebesség hőmérsékleti deriváltjának hőmérsékletfüggése. Jelölés: körök – savanyú kőzetek, négyzetek – bázikus kőzetek, háromszögek – ultrabázikus kőzetek. A 0 – 500 °C intervallumban az összes adatra meghatározott átlagot vastagon húzott egyenes jelöli, a szaggatott egyenes szakasz lineáris extrapolálással adódik.

Рис. 2. Изменение производной сейсмической скорости по температуре от температуры. Точками обозначены значения для кислых пород, квадратами – основных пород, треугольниками – для ультраосновных. Прямая для всех данных построена как статистическое среднее экспериментальных данных и интервале 0 – 500 °C и линейно проэкстраполирована на более высокие значения температур

Fig. 2. Variation of the temperature-derivative of seismic velocity v_p versus temperature. Notation: circles – acid rocks, squares – basic rocks, triangles – ultrabasic rocks. Full line: general trend obtained by averaging the whole available data set in the temperature interval 0 – 500 °C, dashed line: linear extrapolation for higher temperatures..

kőzetmintákban elvileg megakadályozható a nyomásnak a hőmérséklettel együtt történő növelésével. Kern (1982) becslése szerint ehhez 100 K hőmérséklet-emelkedés esetén a nyomást minimálisan 100 MPa értékkel kell megnövelni. Mivel a mérések többsége a 400–600 MPa nyomásintervallumban történt, a $\partial v_p / \partial T$ együttható a 2. ábrán látható nemlineáris csökkenése kéregbeli nyomás-viszonyok mellett valószínűleg nem következik be.

A 3. ábra a $\partial v_p / \partial P$ együttható Gebrande (1982) mérései alapján meghatározott változását mutatja be a nyomás függvényében. A bevonalazott terület a változás statisztikusan lehetséges intervallumát tünteti fel. Az ábra megszerkeszté-

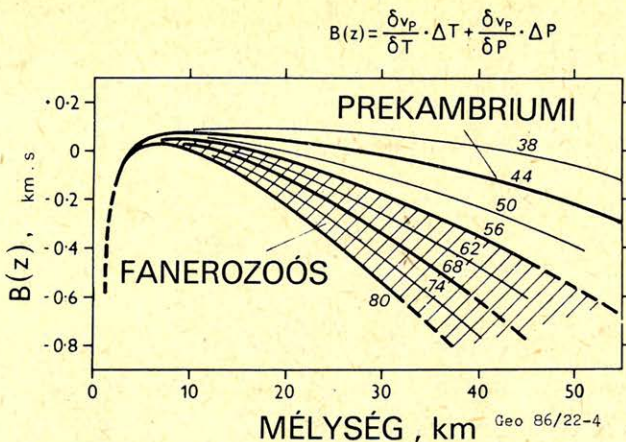


3. ábra. A v_p szeizmikus sebesség nyomás szerinti deriváltjának változása a nyomás függvényében. A bevonalkázott terület a változás lehetséges intervallumát mutatja.

Рис. 3. Зависимость производной сейсмической скорости по давлению от давления. Штриховкой показаны пределы ее возможного изменения

Fig. 3. Variation of the pressure-derivative of seismic velocity v_p versus pressure. The shaded area indicates the possible interval of deviations.

sekor a nyomás mélységbeli változására a következő értékeket adtuk meg: 27 MPa/km a 0–10 km mélységtartományban, 30 MPa/km a 10–30 km intervallumban és 33 MPa/km a 30 km-nél nagyobb mélységeken. A nyomás mélységfüggésének lokális sűrűséginhomogenitásokkal kapcsolatos variációi a fő változásra nincsenek lényeges hatással. Így a v_p sebesség nyomásfüggő részét a vizsgált térség tektonikája gyakorlatilag nem befolyásolja. A hőmérséklet mélységbeli változása és adott terület tektonikus története között azonban szoros kapcsolat áll fent. Prekambriumi képződményeken a geotermikus gradiens értéke legfeljebb 10–15 K/km, míg fiatal orogéneken ugyanaz 50 K/km is lehet, a Moho-hőmérséklet pedig a 300 °C és 900 °C közötti széles tartományban változhat (Cermák, 1982). Az egydimenziós, stacionárius hővezetési feladat megoldásával Cermák (1982) mélyhőmérsékleteket határozott meg Európa minden jelentősebb földtani képződményére. Jelen vizsgálatban ezeket a hőmérsékleteket használtuk fel a B korrekciós függvény számítására, a függvény mélységbeli változása a 4. ábrán látható.



4. ábra. $B(z)$ -paraméter változása a mélység függvényében, az egyes görbéknek megfelelő felszíni hőáram értékeknek (mWm^{-2}) feltüntetésével.

Рис. 4. Параметр $B(z)$ как функция глубины. Отдельные кривые макрированы значениями поверхностного теплового потока в единицах $\text{мВт}\cdot\text{м}^{-2}$

Fig. 4. Variation of parameter $B(z)$ with depth. Individual curves are marked by the values (in mWm^{-2}) of the surface heat flow corresponding to them.

A B -függvény és a vizsgált területre vonatkozó szeizmikus szelvény ismeretében a (2) „laboratóriumi” összefüggések „in situ” viszonyokra transzformálhatók és ezáltal meghatározható a radioaktív hőtermelés mértéke a kérdéses geotraverz tipikus kőzetblokkjaira. A megfelelő számértékeket az 1. táblázatban foglaljuk össze. A vizsgált közép- és kelet-európai térségre adódó (A , v_p) összefüggést grafikusán az 5. ábra szemlélteti. Az ábrán feltüntetjük Rybach and Buntebarth (1984) „laboratóriumi” görbéit is, valamint a különböző kőzetekre jellemző radioaktív hőtermelést a szórási intervallumokkal együtt. A hőtermelés szelvényeinek meghatározása során feltételeztük, hogy a radioaktív fűtés az egyes kéregblokkokban a mélységgel exponenciálisan csökken:

$$A(z) = A_0 \exp(-z/D), \quad (4)$$

ahol A_0 a hőtermelésnek adott kéregblokk felső határára vonatkozóan az 1. táblázatban feltüntetett értéke. A D csillapodási tényező számítása minden kéregblokkra külön, a blokk vízszintes határain. A folytonosságára megadott feltétel alapján történt. A hőtermelési függvény eloszlását a felső 10 km-es zóna (UTK-réteg) kivételével az egész kéregre fenti összefüggés alapján számítottuk.

Felső 10 km:

Üledékek (kódjel - S) 1,2 (pC) és/vagy 1,0 (Ph)

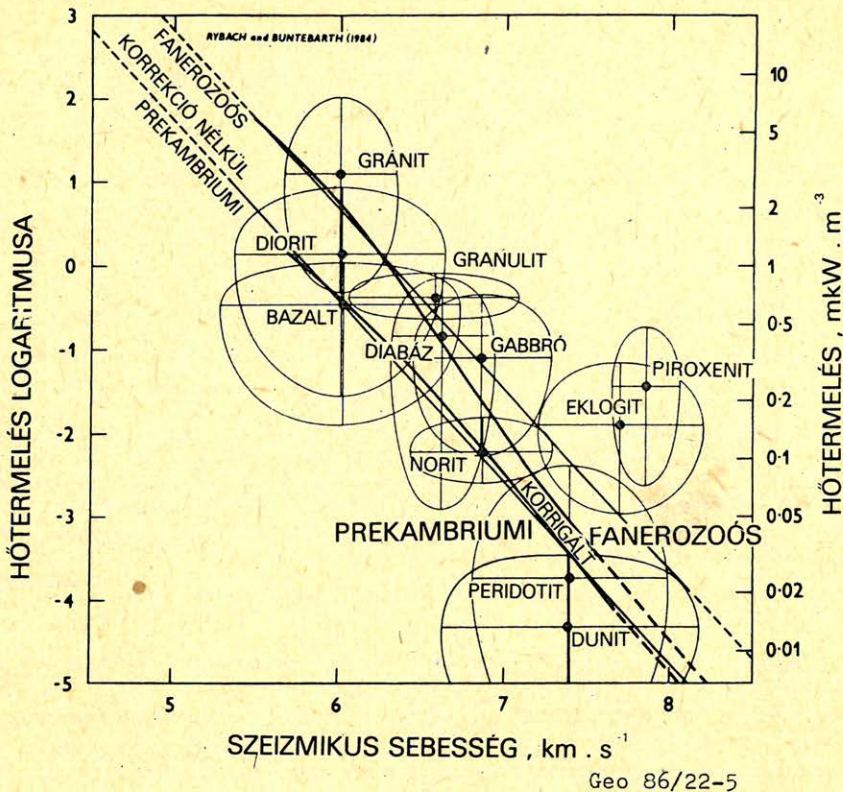
Kristályos vagy metamorf kőzetek (kódjel - 0)

$A(z) = A_0 \exp(-z/D)$, $D = 10$ km

a) variáns: minimális hőtermelés - $A_0 = 0,4 Q/D$

b) variáns: maximális hőtermelés - $A_0 = 0,4 Q/D(1 - e^{-1})$

A 6–10. ábrákon a vizsgált területre vonatkozóan 49 tipikus sebességszelvényt (Sollogub et al., 1979) mutatunk be a megfelelő radioaktív hőtermeléssel együtt. D -paraméter változásáról a kérdéses szelvényeken a következő sajátságok állapíthatók meg. Közvetlenül az UTK-réteg alatt elhelyezkedő felső kéregblok-



Geo 86/22-5

5. ábra. A radioaktív hőtermelés kapcsolata a v_p szeizmikus sebességgel. A vékony vonalak Rybach and Buntebarth „laboratóriumi” összefüggéseit reprezentálják, a vastag vonalak az „in situ” viszonyokra korrigált kapcsolatot ábrázolják. A pontok a különböző kőzetekre vonatkozó átlagértékeket, az ellipszisek a szórási tartományokat jelölik. Forrásmunkák: sebességadatok – Kern (1982), radioaktivitás – Rybach and Cermák (1982).

Рис. 5. Зависимость теплогенерации A от сейсмической скорости v_p . Тонкие линии соответствуют «лабораторным» формулам Rybach and Buntebarth (1984), толстые – соотношения для условий „in situ” после введения коррекций. Точками обозначены средние значения для отдельных типов пород, эллипсы дают возможные пределы изменения величин. Сейсмические скорости взяты из работы Kern (1982), значения теплогенерации – из Rybach and Cermák (1982).

Fig. 5. Relation between radioactive heat production and seismic velocity v_p . Thin lines represent the „laboratory” relationships of Rybach and Buntebarth, the heavy lines correspond to the case at „in situ” conditions. References: seismic velocity data – Kern (1982), radioactivity – Rybach and Cermák (1982).

kokban D értéke 20–30 km, míg az alsó kéregre, 40 km körüli mélységeken már csak 5–10 km közötti D -értékek jellemzők. A változásnak ez a menete eléggé meglepő és nem könnyű magyarázatot találni rá. A teljes hőtermelést az U , Th és K radioaktív elemek bomlása során együttesen felszabaduló hőmennyiség adja, a radioaktív elemkoncentráció, mint ismeretes, a mélységgel exponenciálisan

A mélyhőmérsékletek számítására alkalmazott radioaktív hőtermelési értékek (μWm^{-3} egységben) az intervallumok kódjeleinek feltüntetésével (pC: prekambriumi, Ph: fanerozoós)

Таблица 1.

Сводка значений теплогенерации, которые использовались при двумерном моделировании поля температур, и соответствующие коды (pC- докембрийский, Ph – фанерозойски), единицы теплогенерации – мкВт.м⁻³

Table 1.

Values of heat generation rates (in UWmG^2) used for modelling the deep temperatures. Symbols A, B, . . . , Z indicate the corresponding particular intervals (pC: Precambrian, Ph: Phanerozoic)

Kódjel	v_p	pC	Ph	Kódjel	v_p	pC	Ph
A	6,0	0,82	2,60	M	7,0–7,1	0,08	0,13
B	6,0–6,1	0,65	2,00	N	7,1–7,2	0,06	0,10
C	6,1–6,2	0,56	1,55	P	7,2–7,3	0,05	0,08
D	6,2–6,3	0,48	1,20	R	7,3–7,5	0,035	0,06
E	6,3–6,4	0,39	0,92	T	7,5–7,7	0,02	0,035
F	6,4–6,5	0,32	0,72	U	7,7–7,9	0,015	0,02
G	6,5–6,6	0,26	0,53	V	7,9–8,1	0,01	0,015
H	6,6–6,7	0,20	0,41	W	8,1–8,3	0,01	0,015
J	6,7–6,8	0,16	0,31	X	8,3–8,7	0,005	0,005
K	6,8–6,9	0,12	0,23	Y	$\geq 8,7$	0,004	0,004
L	6,9–7,0	0,10	0,18	Z	asztenozsf.	0,05	0,05

csökken. *Jaupart et al. (1981)* és *Haack (1982)* adatait általánosítva, *Rybach and Cermák (1982)* a következő értékeket adják a radioaktív elemkoncentráció mélységbeli csökkenésének logaritmikusság dekrementására: $D_U \sim 6-7$ km, $D_{Th} \sim 10$ km, $D_K \sim 30$ km. Mivel a kérdéses radioaktív elemek koncentrációja alapján számított teljes hőtermelésben a mélység növekedésével egyre inkább a legnagyobb dekrementű komponens dominál, $D(z)$ mélységgel történő növekedését várhatnánk.

A 11. ábrán D -paraméter fenti 49 szelvény minden km-es részintervallumára számított értékének gyakorisági hisztogramja látható. A 12. és 13. ábrák D prekambriumi és fanerozoós tektonikai képződményekre jellemző mélységbeli változását szemléltetik. Ez utóbbi ábrák szerkesztése során a nagyon anomáliás (5 km-nél kisebb, illetve 50 km-nél nagyobb) D -értékeket nem használtuk fel. Annak ellenére, hogy a 12–13. ábrák adatai bizonyos mértékig közelítő jellegűek, D mélységbeli csökkenése világosan kirajzolódik.

A 6–10. ábrákon bemutatott szelvényeket formálisan soroljuk a következő négy csoportba: prekambriumi, valamint alacsony, közepes és magas hőáramot mutató fanerozoós szerkezetek. A hőáram és a kéregvastagság közötti korrelációs kapcsolat miatt ennek a besorolásnak megfelelő fizikai alapja is lehet. A tipikus sebességszelvények laboratóriumi viszonyokra való transzformálása és a radioaktív hőtermelés *Rybach and Buntebarth (1984)* képletei szerint történő kiszámítása után mindegyik csoportra meghatározható a hőtermelés mélységfüggését reprezentáló függvény (14. ábra). D -paraméter értéke a különböző csoportokra vonatkozóan a 14. ábra egyeneseinek meredekségéből adódik (15. ábra). A 15. ábrából nemcsak D mélységbeli csökkenése olvasható ki, hanem az is, hogy a

csökkenés jellege az egyes csoportok között eltérő. Fiatalabb, vagy magasabb hőárammal kapcsolatos földtani képződményekre kisebb D -értékek jellemzők mint kis hőáramot mutató prekambriumi táblákra és pajzsokra.

6. Radioaktív hőtermelés a kéreg 10 km-es felső zónájában (UTK-réteg)

A felső kéregzónában mind a geológiai, mind a tektonikai szerkezet igen összetett. 1 MPa-nál kisebb nyomásviszonyok mellett a kőzetek fizikai sajátosságait nagyban meghatározza porozitásuk és repedezettségük foka. Ezzel összefüggésben a szeizmikus sebesség nyomás szerinti deriváltjának értéke széles határok között változhat és gyakorlatilag lehetetlen meghatározni a B korrekciós függvényt. Azonkívül a kőzetek mikrorepedései elősegítik az U és Th felszín alatti vízáramlással kapcsolatos migrációját (Costain, 1979) és így a kezdeti radioaktív elemkoncentráció a felszínközeli kéregblokkokban jelentősen megváltozhat. Mivel a fentiekben ismertetett (A, v_p) összefüggés alkalmazhatósága a felső kéregzónára esően vitatható, a hőtermelés meghatározásának problémáját itt eltérő módon oldottuk meg.

A kéreg legfelső rétegeire vonatkozóan a radioaktív fűtés meghatározására a hőtermelés és a hőáram közötti lineáris kapcsolat interpretálásán alapuló direkt módszer (Roy et al., 1968; Lachenbruch, 1968) kínálkozik, miszerint

$$Q = q_0 + DA_0, \quad (5)$$

ahol Q adott földtani alakulatra vonatkozó közepes hőáram, és q_0 bizonyos mélységről érkező hőáram, amelynek értékét a D -egyenes meredeksége adja meg. Az (5) összefüggés mind kristályos, mind metamorf kőzetkibúvások területére alkalmazhatóan bizonyult és valószínűleg általános érvényűnek tekinthető. Magyarzatra általában a kéreg két radioaktivitási modelljét szokás tekinteni. Az exponenciális modell (Lachenbruch, 1968) D -paramétert a mélységgel exponenciálisan csökkenő hőtermelés logaritmikus dekremenseként értelmezi. A lépcsős modellben (Roy et al., 1968) D a radioaktív elemekben dús felső kéregtartomány vastagsága.

6. ábra. Az 1–1 ÷ 1–10 szeizmikus mélység-szelvények és a v_p sebesség alapján számított radioaktív hőtermelés ($\mu W m^{-3}$) eloszlása a szelvényeken. A sebességadatok (km/s) a szelvényeken kurzívval írt számjegyekkel vannak feltüntetve. Az üledékes medencéket pontozással, a sebességinverziók zónáit bevonalazással jelöljük. A szelvények számozásában az első számjegy a megfelelő geotraverz azonosítója, a második számjegy az adott mélység-szelvényt jelöli a geotraverzen (ld. 1. ábra).

Рис. 6. Сейсмические разрезы 1–1 ÷ 1–10 и перевод сейсмических скоростей в теплогенерацию. Значения скоростей (км/сек) даны курсивом, теплогенерация ($\mu W \cdot m^{-3}$) — обычным шрифтом. Области, покрытые пунктиром — осадочные бассейны, заштрихованные районы — области инверсии скоростей. Положение разрезов на геотраверсах обозначено на рис. 1. Первая цифра обозначения разреза соответствует номеру геотраверса.

Fig. 6. Seismic cross-sections No. 1–1 ÷ 1–10, and radioactive heat production ($\mu W m^{-3}$) calculated by data on v_p . Seismic velocity values (km/s) are indicated on the cross-sections by „cursive” numbers. Sedimentary basins are marked by dotting and the hatched areas show zones of inversion of seismic velocities. The seismic transects are identified by two numbers. The first of these refers to the given geotraverse, the second one defines the location of a particular transect along the geotraverse in question (see Fig. 1.)

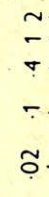
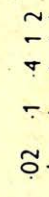
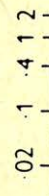
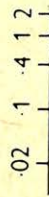
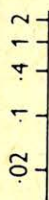
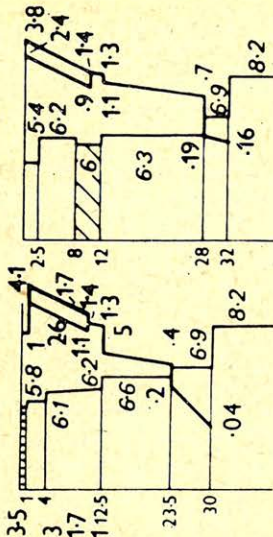
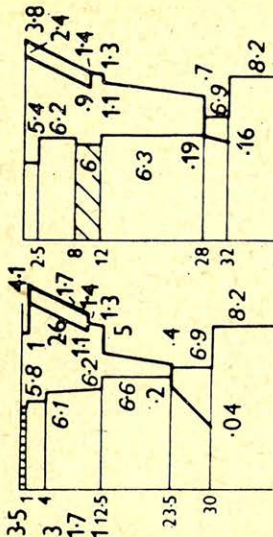
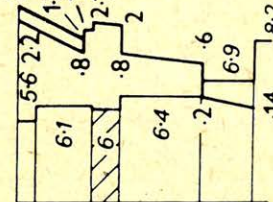
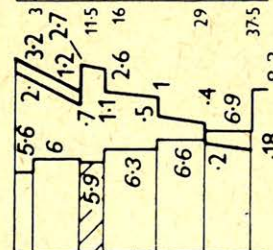
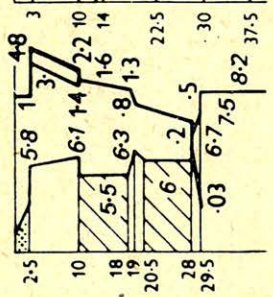
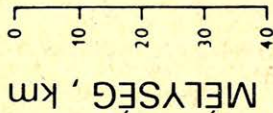
1-1

1-2

1-3

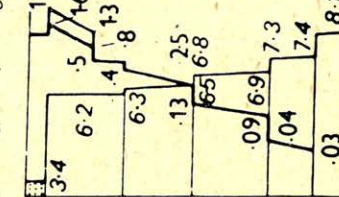
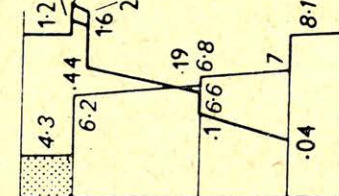
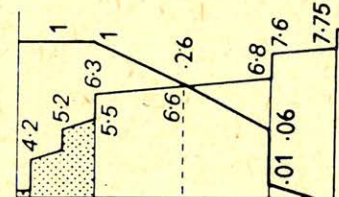
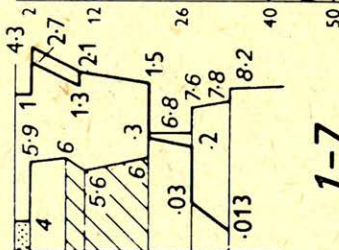
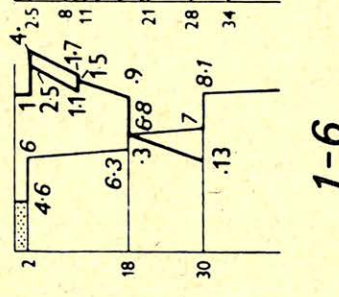
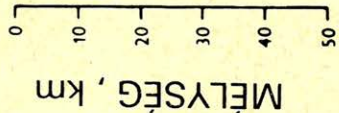
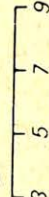
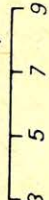
1-4

1-5



HÖTÉRMELÉS, mkW . m

SZEIZMIKUS SEBESSÉG, km . s⁻¹



1-6

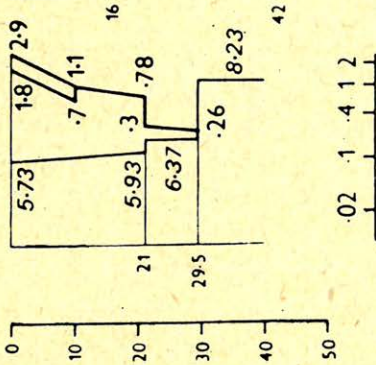
1-7

1-8

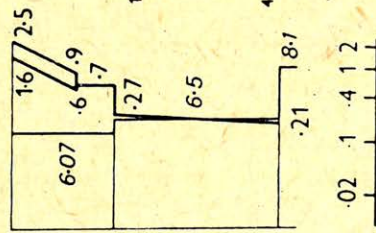
1-9

1-10

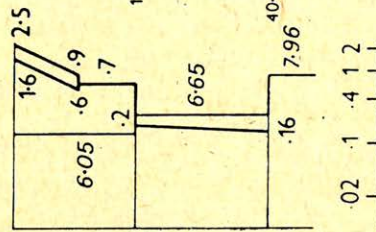
1-11



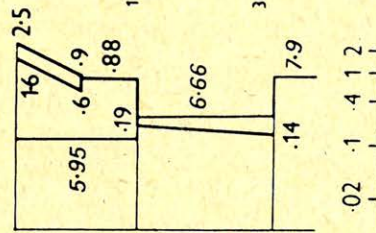
1-12



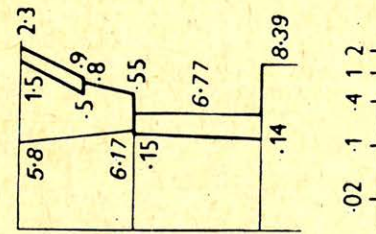
1-13



1-14



1-15



0 10 20 30 40 50
MLYSÉG, km

0.2 1 4 12 21 29.5 42

HÖTÉRMELÉS, mkw . m⁻³

0.2 1 4 12 21 29.5 42

0.2 1 4 12 19 40

0.2 1 4 12 19 40.5

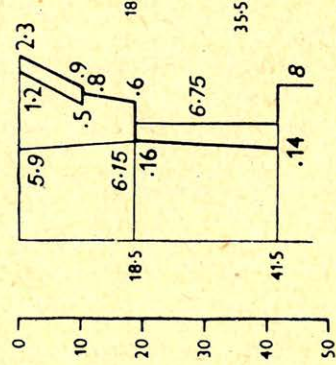
0.2 1 4 12 18 38

0.2 1 4 12 18 38

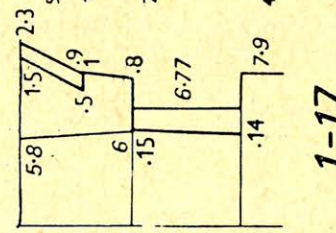
0.2 1 4 12 18 38

SZEIZMIKUS SEBESSÉG, km . s⁻¹

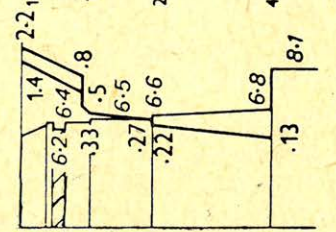
1-16



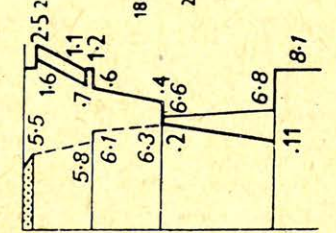
1-17



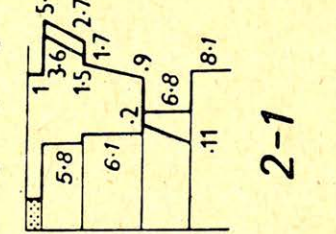
1-18



1-19



2-1



0 10 20 30 40 50
MLYSÉG, km

3 5 7 9 18.5 41.5

3 5 7 9 11 21 40

3 5 7 9 11 22 40

3 5 7 9 11 22 40

3 5 7 9 11 22 40

3 5 7 9 18.5 26

7. ábra. Az 1-11 ÷ 2-1 szeizmikus mélységszelvények és a radioaktív hőtermelés eloszlása a szelvényeken.

Рис. 7. Сейсмические разрезы I-11 ÷ 2-1 и соответствующие им профили теплогенерации.

Fig. 7. Same as Fig. 6, but for seismic cross-sections No. 1-11 ÷ 2-1.

D -paraméter a 4 km és 16 km közötti tartományban változik, tipikusnak a $D \approx 10$ km érték mondható. Jelen vizsgálatban ezt a tipikus értéket vettük a felső kéregtartomány (UTK-réteg) vastagságának, ennél kisebb mélységben a radioaktív hőtermelés meghatározása a (A, v_p) függvény helyett az (5) formula alapján történt. Gyakorlati alkalmazhatóság céljára az (5) kifejezést ki kell még egészíteni egy további empirikus összefüggéssel is amelyet *Chapman and Pollack (1977)* állapított meg a \hat{Q} közepes földi hőáram és a fentebb bevezetett q_0 hőáram között

$$q_0 = 0,6 \hat{Q}. \quad (6)$$

A számítások során az UTK-rétegre egy-egy szélsőséges esetnek megfelelő két hőtermelés-eloszlást alkalmaztunk.

a Feltételezve, hogy közelítőleg teljesül a $\hat{Q} = Q$ egyenlőség, az (5) és (6) kifejezésekből következően

$$A_0 = 0,4 Q/D. \quad (7)$$

A_0 értéke alatt ez esetben a felszíni hőtermelés értendő, a hőtermelés mélységbeli csökkenése a (4) exponenciális összefüggés alapján számítható.

b Másik lehetőségként a (7) kifejezésben szereplő A_0 paraméternek D vastagságú réteg közepes hőtermelését véve, a radioaktivitás mélységbeli csökkenésére felírható, hogy

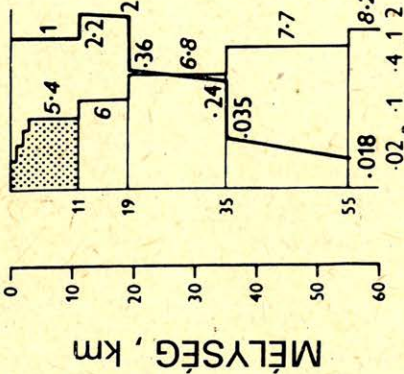
$$A_0 = \frac{1}{D} \int_0^D A'_0 \exp(-z/D) dz, \quad (8)$$

ahol $A'_0 = A_0/(1-e^{-1})$ a radioaktív hőtermelés felszíni értékét jelenti. Az első hőtermelés-eloszlás *Lachenbruch (1968)* modelljének felel meg, az utóbbi variáns pedig a *Roy et al. (1968)*-féle lépcsős modell rész esetének tekinthető.

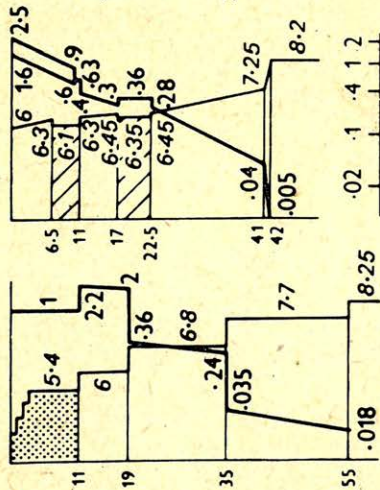
Vizsgálatunkban a különböző geotraverzekre vonatkozó mélyhőmérsékleteket a felszínközeli radioaktivitás mindkét modelljére számítottuk. A D vastagságú rétegben minimális, illetve maximális hőtermelési eseteknek megfelelő két modellt a továbbiakban a és b megjelöléssel látjuk el. A számításokban D -paraméter értékét 10 km-nek vettük és mélységgel exponenciálisan csökkenő hőtermelést tételeztünk fel.

Néhány területen a felszínközeli radioaktivitás modellezésére egy további hőfejlődési variánst alkalmaztunk. A vizsgált térségben egyes geotraverzek más földtani alakulatok mellett üledékes medencéket is átszelnek. Olyan medencékben, ahol az üledéktakaró vastagsága 1 km-t meghalad, az üledékrétegben állandó és prekambriumi képződményekben $1,2 \mu\text{Wm}^{-3}$, fanerozoós alakulatokban pedig $1,0 \mu\text{Wm}^{-3}$ hőtermelési értékeket tekintettünk mérvadónak (*Haack, 1982*).

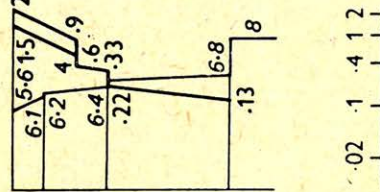
2-2



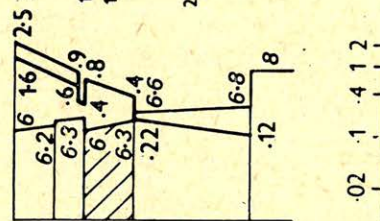
2-3



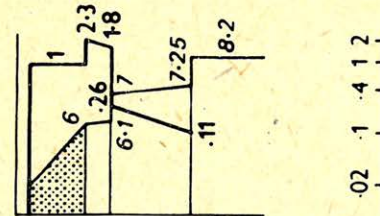
2-4



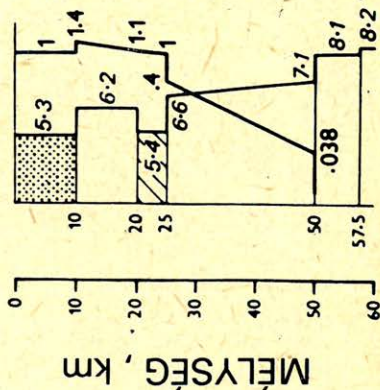
2-5



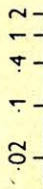
3-1



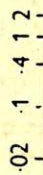
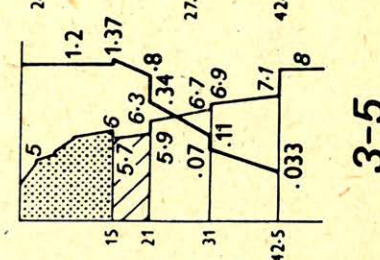
3-2



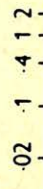
SZEIZMIKUS SEBESSÉG, km . s⁻¹



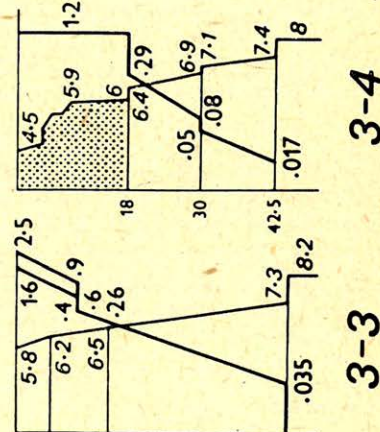
3-3



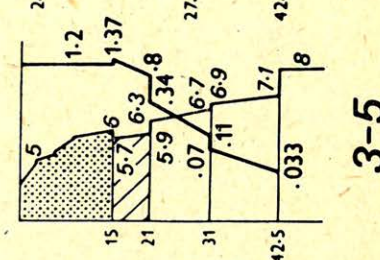
HŐTERMELÉS, mkW . m⁻³



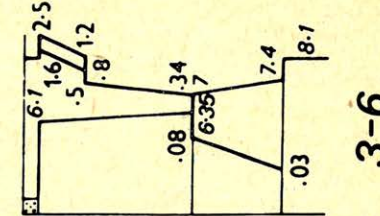
3-4



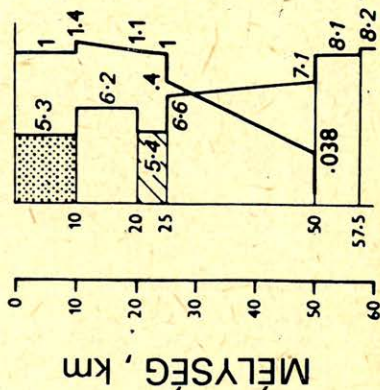
3-5



3-6



3-7



8. ábra. A 2–2 ÷ 3–6 szeizmikus mélységszelvények és a radioaktív hőtermelés eloszlása a szelvényeken

Рис. 8. Сейсмические разрезы 2–2 ÷ 3–6 и соответствующие им профили теплогенерации.

Fig. 8. Same as Fig. 6, but for seismic cross-sections No. 2–2 ÷ 3–6.

7. A hőmérsékleti szelvények számításáról

A hőmérséklet számítására szolgáló hővezetési egyenletet a 4. pontban ismertettük. Az alábbiakban foglalt számítási eljárást mindegyik vizsgált geotraverzre alkalmaztuk. Írásunk terjedelmének csökkentése céljából az eljárás részleteit azonban csak az 5. sz. geotraverz (EEGT 5: Cseh masszívum – Pannon-medence – Kelet-Kárpátok) példáján mutatjuk be.

Mélyszeizmikus szondázások eredményei (Sollogub et al., 1979) alapján a szelvényt kőzetblokkokra bontottuk fel (16. ábra). Minden egyes kőzetblokkra az 5. és 6. pontban ismertett algoritmusok szerint kiszámítottuk a radioaktív hőtermelés értékét. Az UTK-réteg két különböző radioaktivitási modelljének megfelelő hőtermelés-eloszlást a 17. ábra mutatja be. A k hővezetőképesség hőmérsékletfüggését a

$$k = k_0 / (1 + CT) \quad (9)$$

összefüggés alapján számítottuk, ahol k_0 a hővezetőképesség szobahőmérsékleten és C kísérleti úton meghatározott együttható. Viszonylag alacsony hőmérsékleteken a hővezetőképesség a hőmérséklet emelkedésével csökken, a C -együttható értéke pozitív (Cermák and Rybach, 1982). A 300–500 °C hőmérsékletintervallumban bázikus kőzetek hővezetőképessége gyakorlatilag nem függ a hőmérséklettől, vagyis $C = 0$. 500 °C feletti hőmérsékleteken a sugárzási hővezetés felerősödése miatt a hővezetőképesség növekszik, tehát a C -együttható negatívvá válik. A k_0 és C paraméterek jelen vizsgálatban alkalmazott értékeit a 2. táblázatban tüntetjük fel. Az 5. sz. geotraverz valódi hőmérsékleteinek megfelelő hővezetőképesség-modelleket a 18. ábra szemlélteti (a két variáns az UTK-réteg minimális, illetve maximális radioaktivitási modelljének felel meg.)

2. táblázat

A mélyhőmérsékletek modellezési feladatában alkalmazott hővezetőképesség-értékek

Таблица 2.

Значения теплопроводности, которые использовались при моделировании теплового поля

Table 2.

Values of thermal conductivity used for modelling the deep temperatures

Modellezett zóna	Kódjel	k_0 Wm ⁻¹ K ⁻¹	C K ⁻¹
felső kéreg	A–J, 0,S	3,0	0,001
alsó kéreg	K–U	2,0	0
kéreg alatti litoszféra	V–Y	2,5	–0,00025
asztenoszféra	Z	3,0	–0,0004

Mint a 4. pontban már említettük, a mélyhőmérsékletek számításához szükséges a hőáram ismerete a modellezett tartomány alsó határára vonatkozóan. Mivel a köpeny radioaktivitása viszonylag gyenge, ez a hőáram gyakorlatilag megegyezik a Moho-felületen átfolyó Q_M hőfluxussal. A számítási eljárást a $Q_M = 0$ feltételezéssel kezdtük. Ezután a Q_M hőfluxust fokozatosan változtattuk a Q_0 mért felszíni hőáram és a felszínre számítással adódó Q_B hőáram eltéréseinek megfelelően. Eredményeink szerint 3–4 ilyen iterációs lépés elegendőnek bizonyult ahhoz, hogy a mért és számított felszíni hőáramok eltérései adott geotraverz mentén ne haladják meg a $2-5 \text{ mWm}^{-2}$ értéket. Kivételt képeztek olyan kis kiterjedésű, lokális anomáliák, ahol a hőáram horizontális gradiensei igen jelentősek. Ilyen területeken csak irreálisan magas Moho-hőáramok és hőáram-gradiensek mellett lehetett minimális eltéréseket elérni. Fenti hőáram anomáliák minden valószínűség szerint olyan tényezőknél tulajdoníthatók, mint mély törések, hidrogeológiai perturbációk stb. Ezek hatásának figyelembe vétele jelen dolgozat keretein túlmutat. Mivel az említett anomáliák szigorúan lokális jellegűek és gyakorlatilag nem befolyásolják nagy kiterjedésű geotraverzek általános hőmérsékleti képét, a mért és számított felszíni hőáramokban esetenként előforduló bizonyos eltérésektől eltekintettünk.

A hővezetési egyenlet egyenközű négyzőghálózatra (a rácspontok távolsága vízszintes irányban 20 km, függőleges irányban 2,5 km) levezetett, véges differenciákban adott változatát effektív iterációs eljárással (successive overrelaxation) oldottuk meg.

A 19. és 20. ábrák a felső kéreg két különböző radioaktivitási modelljére vonatkozóan számított Q_B és mért Q_0 felszíni hőáramok, valamint a kéreg radioaktivitásából származó \bar{Q} hőáram és a Moho-hőáram változását mutatják az 5. sz. geotraverz mentén. Az ábrák alsó részében az izotermák menete látható. Mivel az a változat esetében az UTK-réteg radioaktivitása minimális, az alsó kéreg hőmérséklete és a Moho-hőáram itt magasabb a b variánsra adódó értékeknél. A hőmérséklet eltérései a modell alsó határán 50–80 K, a Moho-hőáramok különbségei pedig $4-6 \text{ mWm}^{-2}$ nagyságúak. A többi vizsgált geotraverzen csak az a esetre számított termikus szelvényeket mutatjuk be, eredményeink szerint ugyanis maximális radioaktivitású UTK-réteg esetén a Moho-hőáramra valószínűtlenül kicsiny értékek adódnak.

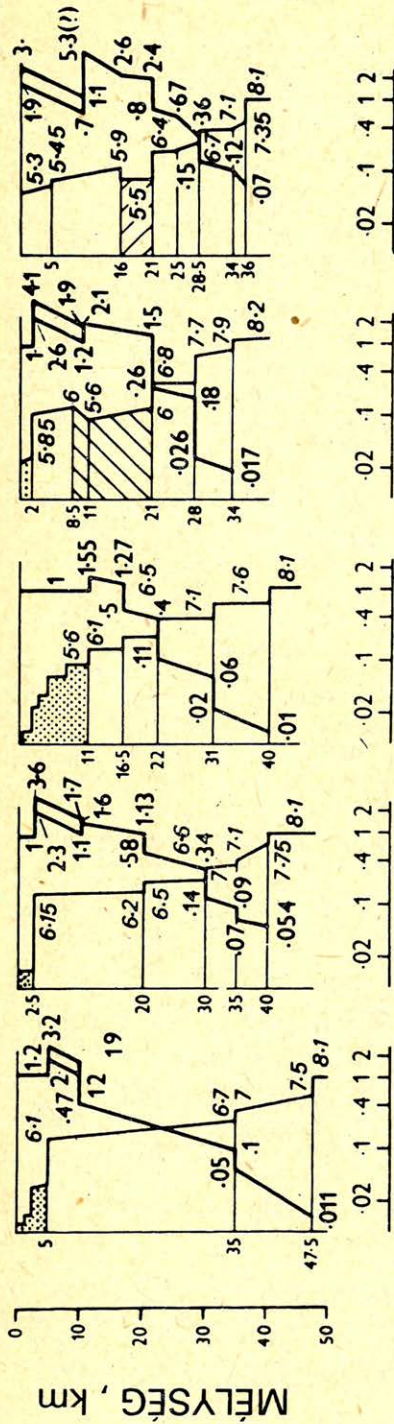
8. Mélyhőmérsékletek

Az EEGT 1–EEGT 4 geotraverzekre meghatározott termikus szelvényeket a 21–24. ábrákon mutatjuk be. A mélyhőmérsékletek és a Moho-hőáram számításának regionális eloszlások formájában általánosított eredményeit a 25. és 26. ábrák szemléltetik. A hőmérsékleti tér Közép- és Kelet-Európa területén az alábbi fő sajátosságokkal rendelkezik.

9. ábra. A 3–7 ÷ 4–8 szeizmikus mélység-szelvények és a radioaktív hőtermelés eloszlása a szelvényeken.

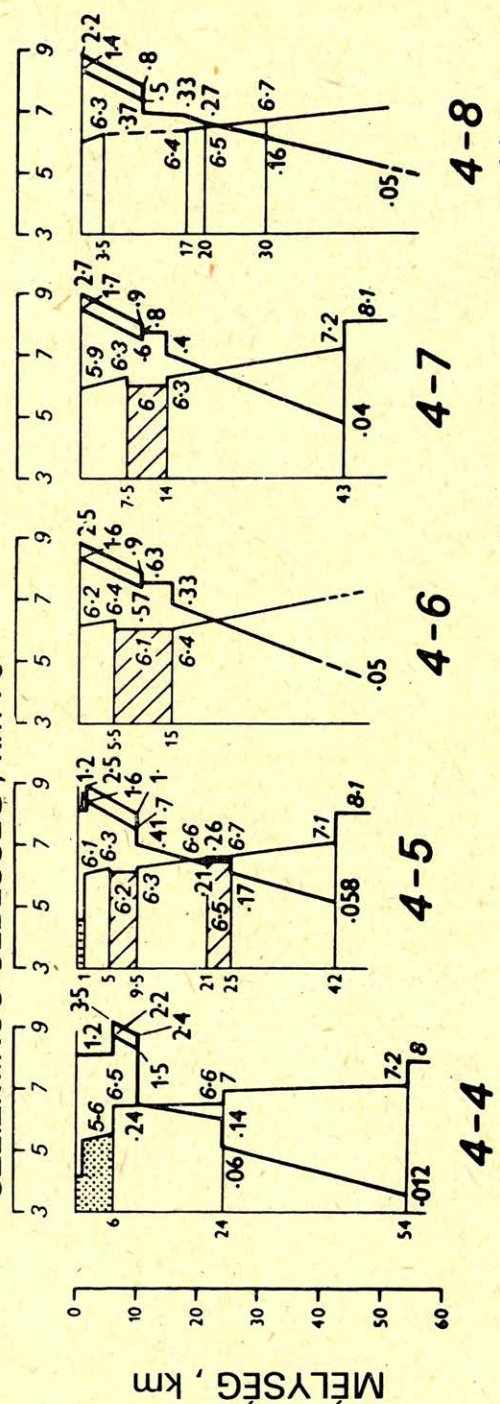
Рис. 9. Сейсмические разрезы 3–7 ÷ 4–8 и соответствующие им профили теплогенерации.

Fig. 9. Same as Fig. 6, but for seismic cross-sections No. 3–7 ÷ 4–8.



SZEIZMIKUS SEBESSÉG, $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$

HŐTERMELÉS, $\text{mkW} \cdot \text{m}^{-3}$



4-8

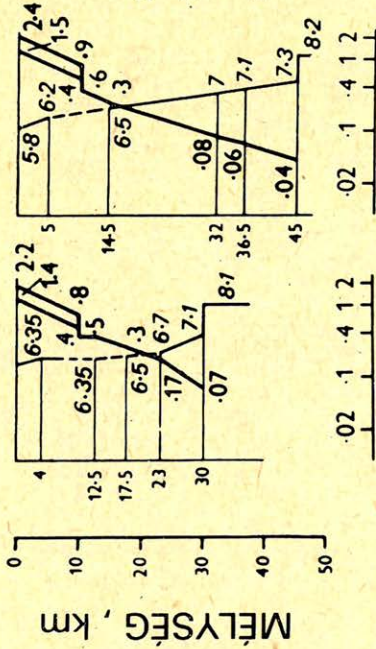
4-7

4-6

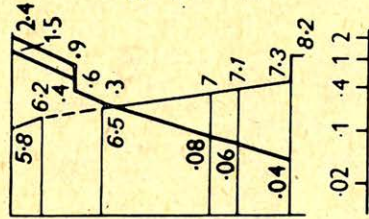
4-5

4-4

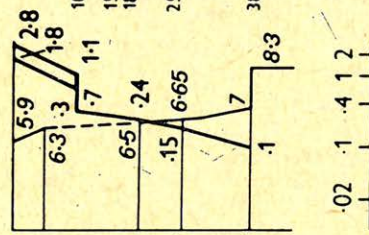
4-9



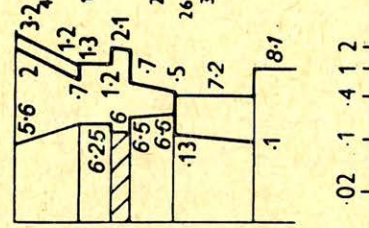
4-10



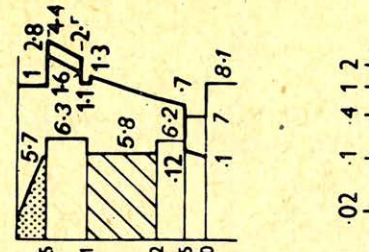
4-11



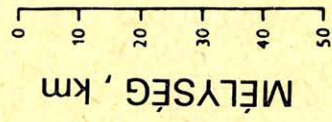
5-1



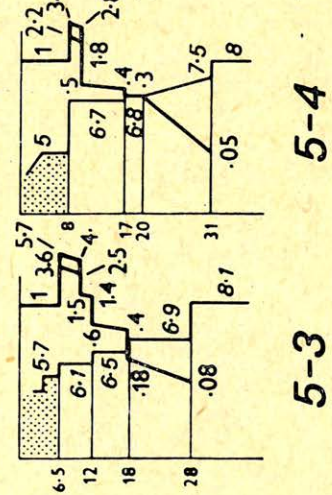
5-2



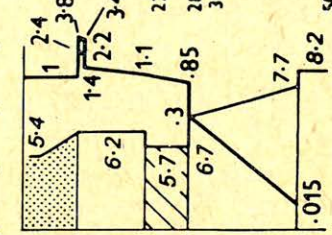
5-3



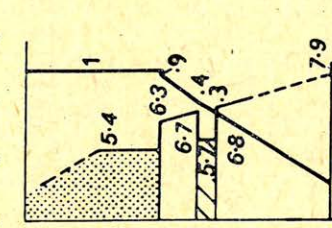
5-4



5-5



5-5



5-5



0.2 1 4 1 2

0.2 1 4 1 2

0.2 1 4 1 2

0.2 1 4 1 2

HŐTERMELÉS, mkW . m⁻³

0.2 1 4 1 2

0.2 1 4 1 2

0.2 1 4 1 2

0.2 1 4 1 2

SZEIZMIKUS SEBESSÉG, km . s⁻¹

0.2 1 4 1 2

0.2 1 4 1 2

0.2 1 4 1 2

0.2 1 4 1 2

5-6

5-5

5-4

5-3

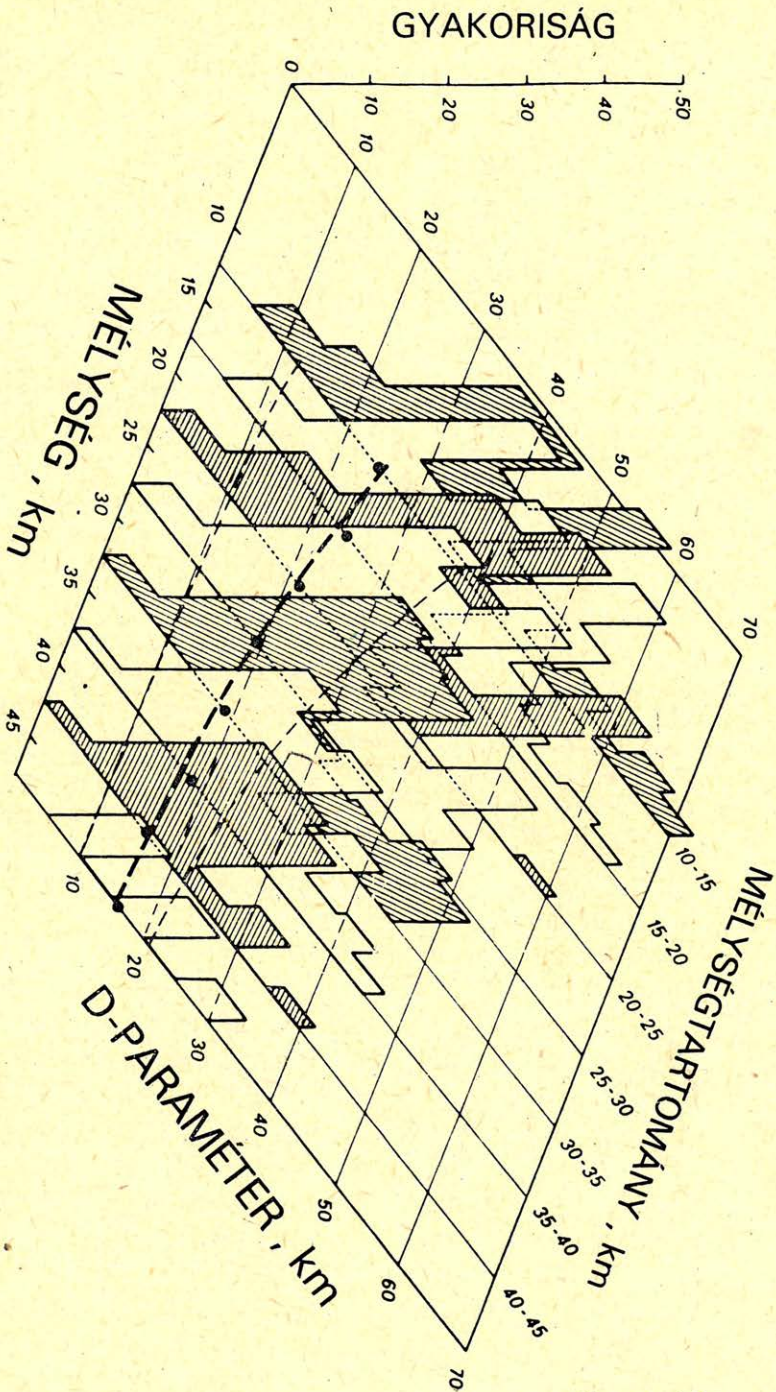
10. ábra. A 4–9 ÷ 5–6 szeizmikus mélységsvélvények és a radioaktív hőtermelés eloszlása a szelvényeken.

Рис. 10. Сейсмические разрезы 4–9 ÷ 5–6 и соответствующие им профили теплогенерации.

Fig. 10. Same as Fig. 6, but for seismic cross-sections No. 4–9 ÷ 5–6.

A prekambriumi kelet-európai táblára viszonylag alacsony hőmérsékletek jellemzők. A T_M Moho-hőmérséklet itt általában nem nagyobb mint $350–500\text{ }^\circ\text{C}$. A tábla általánosan alacsony hőmérsékleti háttéréből az Ukrán-pajzs vidékén világos hőmérsékleti minimum rajzolódik ki, a Moho-hőmérséklet egyes helyeken itt $300\text{ }^\circ\text{C}$ -ra csökken. Az Ukrán-pajzs szerkezete meglehetősen összetett, a földtani egység több, 35 km és 55 km közötti kéregvastagságú blokkból tevődik össze. A $450\text{ }^\circ\text{C}$ közepes hőmérséklettől a Moho-hőmérséklet a különböző blokkokon $300–500\text{ }^\circ\text{C}$ között változó eltéréseket mutat. A köpenyből származó hőáram értéke a térségben $15–20\text{ mWm}^{-2}$. Ugyancsak alacsony a hőmérséklet ($T_M \sim 400–500\text{ }^\circ\text{C}$, $Q_M \sim 18–20\text{ mWm}^{-2}$) a tábla olyan kisebb szerkezeti egységein is, mint például a Voronyezsi masszívum vagy a jarinszki és pecsorai süllyedékek. A hőmérséklet mellett a felszíni hőáram is meglehetősen alacsony ezekben a körzetekben; értéke legfeljebb 40 mWm^{-2} . Magasabb a felszíni hőáram ($Q_0 \sim 45–50\text{ mWm}^{-2}$) és melegebb a kéreg ($T_M \sim 550–680\text{ }^\circ\text{C}$, $Q_M \sim 22–25\text{ mWm}^{-2}$) az eltemetett hátságokon vagy az aulakogén típusú táblás szerkezetekben (pl. Dnyepro-donyecki aulakogén, pacselszki aulakogén, timanszki hátság és talán a moszkvai szineklizis). A kelet-európai tábla összes tektonikai egységének jellemző sajátága, hogy a köpenyeredetű hőáram a tábla egész területén nagyság szempontjából gyakorlatilag megegyezik a kéreg radioaktivitásából származó hőárammal. Másszóval, ezen ősi képződmény termikus állapotát egyforma mértékben határozza meg a kéregbeli radioaktivitás és a köpenyből feláramló hő. Megjegyezzük, hogy Közép-Európában, illetve egyéb kelet-európai földtani alakulatokon a köpeny-hőáram szerepe nagyobb a geotermikus sajátóságok kialakításában, sőt számos területen a köpenyből származó hőfluxus a döntő. Egyetlen olyan tektonikai egységről sem tudunk viszont, ahol a radioaktív hőáram dominálna.

Normális vagy kissé alacsony hőáramot $Q_0 \sim 45–60\text{ mWm}^{-2}$ mutató, paleozoós gyűrődésű területeken (pl. a Cseh masszívum konszolidált körzetei, vagy a mizijszki tábla) a Moho-hőmérsékletek valamivel magasabbak ($T_M \sim 550–650\text{ }^\circ\text{C}$) mint prekambriumi formációkon, a Moho-hőáram pedig általában $22–30\text{ mWm}^{-2}$ között változik. A kéreg hőtermelése ezeken a szerkezeteken gyakorlatilag állandó, vagyis a felszíni hőáram és a mélyhőmérsékletek változásai a köpenyhőáram variációból származnak. A köpenyhőáram itt mindenhol meghaladja a radioaktív hőfluxust, tehát a termikus sajátóságokat nem annyira a kéreg radioaktivitása mint inkább a köpeny hőállapota határozza meg. Következésképpen ilyen földtani alakulatok közül ott nagyobbak a mélyhőmérsékletek, ahol a felszíni hőáram is magasabb. Magas hőáramot mutató paleozoós szerkezeteken (Kelet-Elba masszívum, Szász-thüringiai zóna, Szudéták) a Moho-hőmérsékletek illetve -hőáram, elérhetik a $600–700\text{ }^\circ\text{C}$ és $30–45\text{ mWm}^{-2}$ értékeket. A kéreg alsó határán a hőmérséklet itt tehát $80–100\%$ -kal is magasabb lehet, mint prekambriumi formációk esetében, a mért hőáram pedig jórészt ($70–75\%$) a köpenyből származik. Még magasabb hőmérsékletek ($T_M \sim 700\text{ }^\circ\text{C}$) jellemzők töré-

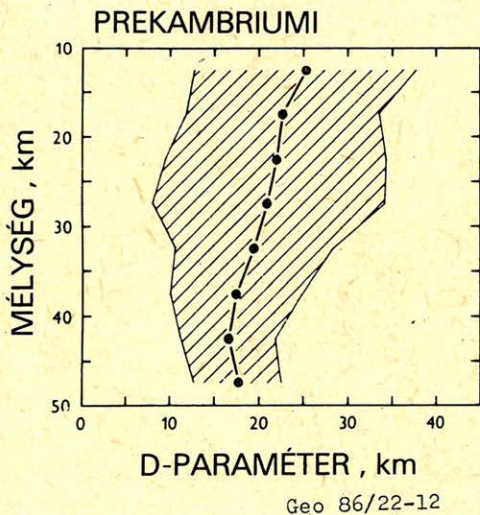


Geo 86/22-11

11. ábra. D -paraméter 5 km-es mélységintervallumokra számított értékeinek gyakorisági hisztogramja. A számítás a 6–10. ábrákon bemutatott szelvények adatai alapján történt. A pontok a részintervallumokra vonatkozó közepes értékeket, a szaggatott görbék az átlagnégyzetes hibátartományt jelzik.

Рис. 11. Гистограмма значений параметра D , рассчитанная по отдельным глубинным интервалам для всех сейсмических разрезов, представленных на рис. 6–10. Точками и штриховыми линиями обозначены средние значения для каждого интервала глубин и их стандартные отклонения.

Fig. 11. Histogram of the values of parameter D calculated for depth intervals of 5 km. Calculation is based on data presented on seismic cross-sections in Figs. 6–10. Dots indicate mean values obtained for the particular depth ranges, dashed lines show standard deviation.



12. ábra. D -paraméter közepes értékének és átlagnégyzetes hibájának mélységbeli változása prekambriumi formációkon.

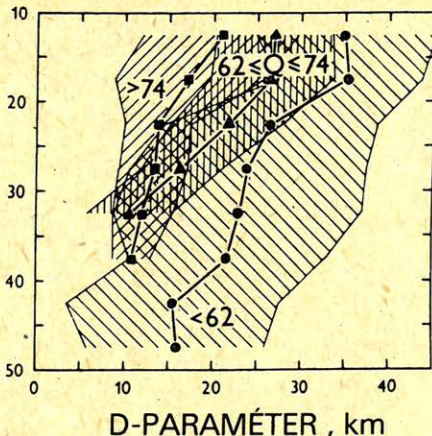
Рис. 12. Изменение среднего значения параметра D и его стандартного отклонения с глубиной для докембрийских равнин.

Fig. 12. Variation of the mean value and the standard deviation of parameter D with depth at precambrian formations.

sek és lokális kéregkivékonyodás zónáira, ahol a felszíni hőáram is magas és általában meghaladja a 70 mWm^{-2} értéket. A Moho-hőáramok tartománya ugyanitt $45-50 \text{ mWm}^{-2}$.

A vizsgált térségben alpi formációk területén legmagasabbak a mélyhőmérsékletek. Ezekben az övezetekben mind a Moho-hőmérséklet ($550-800 \text{ }^\circ\text{C}$), mind a hőáram ($30-60 \text{ mWm}^{-2}$) széles határok között változik. Mivel alpi

FANEROZOÓS

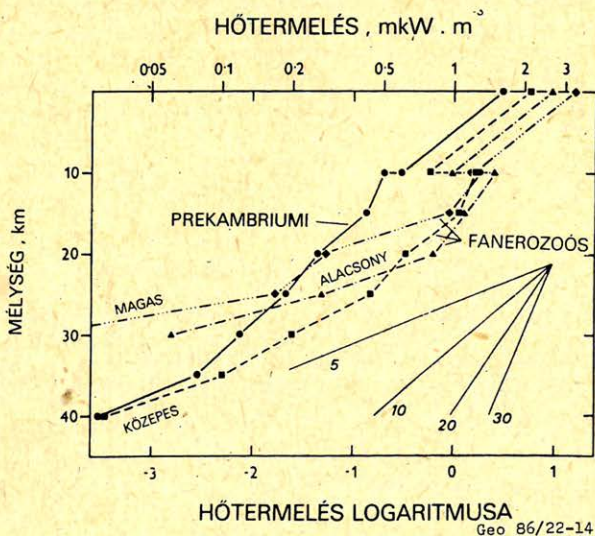


Geo 86/22-13

13. ábra. D -paraméter közepes értékének és átlagnégyzetes hibájának mélységfüggése fanerozoós formációkon. A görbék a feltüntetett felszíni hőáramok (mWm^{-2}) eseteire vonatkoznak.

Рис. 13. Изменение среднего значения параметра D и его стандартного отклонения для фанерозойских провинций. Кривые маркированы значениями теплового потока в единицах $\text{мВт}\cdot\text{м}^{-2}$

Fig. 13. Same as Fig. 12, but for phanerozoic formations, Curves are labelled with the corresponding surface heat flow values (in mWm^{-2}).

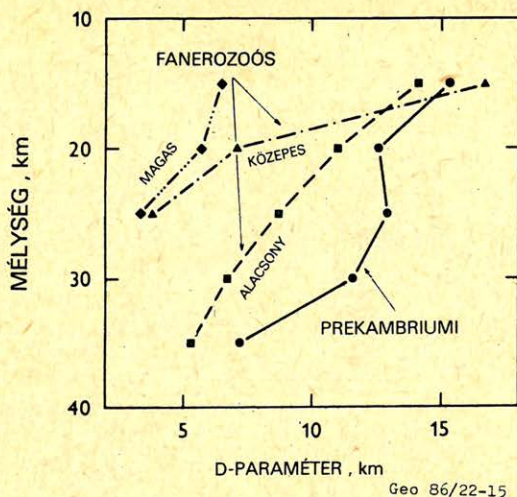


Geo 86/22-14

14. ábra. A radioaktív hőtermelés változása a mélység függvényében. Az egyes görbék a szövegben ismertetett kritériumoknak megfelelően csoportokba sorolt tektonikai képződményekre vonatkoznak.

Рис. 14. Изменение логарифма теплогенерации с глубиной. Отдельные прямые рассчитаны для каждой из четырех упоминавшихся в тексте подгрупп

Fig. 14. Variation of the radioactive heat production with depth. Individual curves refer to tectonic formations ranged into categories as described in the text,



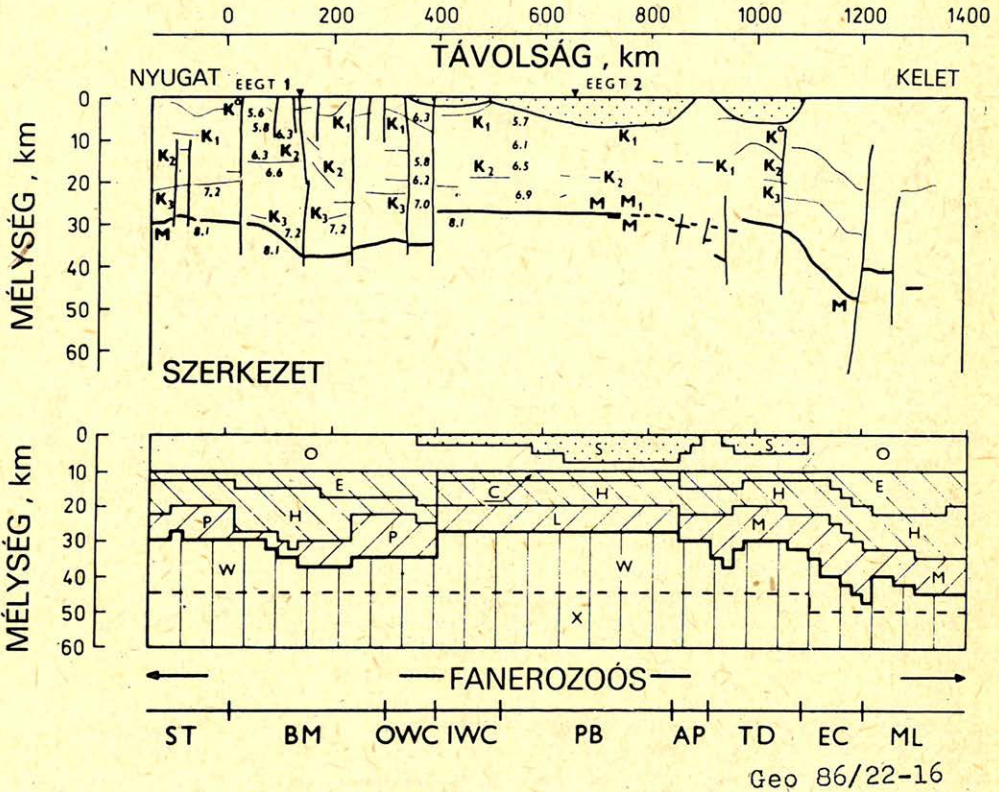
15. ábra. D -paraméter mélységbeli változása, a 14. ábra görbéi alapján 5 km-es mélységintervallumokra számítva.

Рис. 15. Изменение параметра D с глубиной, рассчитанное из кривых рис. 14 по 10-километровым интервалам

Fig. 15. Variation of parameter D with depth as calculated by the curves in Fig. 14. Calculation is carried out for depth intervals of 5 km.

tektonikai egységekre leginkább $75-90 \text{ mWm}^{-2}$ felszíni hőáramok jellemzőek, az itt mért hőáramnak átlagosan 70%-a származik a köpenyből. Az alpi orogenezisű képződmények között is a Pannon-medence mutatja a legnagyobb termikus aktivitást ($Q_0 \sim 80-100 \text{ mWm}^{-2}$, $T_M > 800^\circ\text{C}$, $Q_M > 60 \text{ mWm}^{-2}$). A medence 18–25 km-ig kivékonyodott kérgében a hőképződés nem jelentős, a terület hőállapotát gyakorlatilag teljes mértékben a köpeny termikája határozza meg. Nem zárható ki a lehetősége, hogy a felső köpenyben itt már 45–50 km-es mélységeken is részleges olvadási fészkek alakulhatnak ki. A medencét övező Kárpátok és Dinaridák térségére erős horizontális hőmérsékleti gradiensek jellemzőek, termikus szempontból ez az övezet átmeneti jellegűnek tekinthető a Pannon-medence és a szomszédos hidegebb területek között. A szomszédos Fekete-tengeri süllyedékekhez viszonyítva kisebb hőmérsékleti minimum rajzolódik ki a Krim-hegység területén.

A különböző geotraverzekon számított mélyhőmérsékletek a szelvények metszési zónáiban igen jól egyeznek. Ugyancsak jól egyeznek a földtörténetileg azonos típusú, különböző tektonikai egységekre számított hőmérsékletek is. Egyetlen kivételt a paleozoós Lengyel tábla és a kelet-európai tábla találkozásánál húzódó Teisseyre-Tornquist zóna képez. Az EEGT 1 szelvényen erre a 200–300 km szélességű zónára 1000°C -t meghaladó Moho-hőmérsékletek adódtak, reálisabbnak tartjuk viszont az EEGT 4 szelvényen számított $T_M \sim 750-800^\circ\text{C}$ hőmérsékleteket. A különbség abból adódik, hogy az 1. sz. szelvényen figyelembe vettük a zóna területére eső pozitív hőáram anomáliáit, újabb mérések adatai



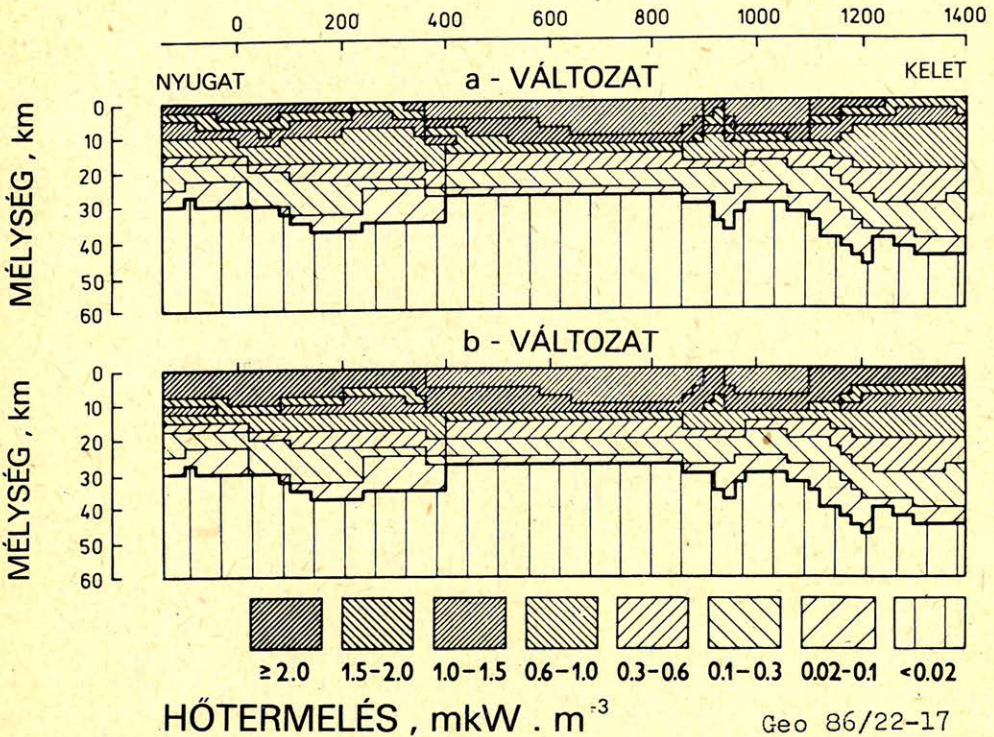
16. ábra. Felül: szeizmikus sebességek és kéregszerkezet az EEGT5 geotraverz mentén (Sollogub et al., 1979) Alul: blokkos kéregszerkezet. Az egyes kéregblokkok az 1. táblázatban közölt radioaktív kódközpont szerint jelölve.

Рис. 16. Вверху: Схема строения коры и сейсмические скорости вдоль EEGT 5 (по Соллогуб и др., 1979). Внизу: Разделение коры на блоки. Отдельные блоки маркированы согласно их теплогенерации в соответствии с кодовыми обозначениями Таблицы 1

Fig. 16. Upper part: seismic velocities and crustal structure along geotraverse EEGT 5 (after Sollogub et al., 1979). Lower part: blocked crustal structure. Labels of the individual crustal blocks are explained in Table 1.

alapján viszont az anomália létezése erősen vitatható. A Teisseyre-Tornquist zóna geotermikája egyébként igen összetett probléma, ennek vizsgálata egy másik tanulmányunk tárgya.

A mélyhőmérsékletek számításának feladatában valószínűleg a felszíni hőáram tekinthető a legfontosabb bemenő paraméternek. A hőárammérés hibái jelentős pontatlansághoz vezethetnek a számított hőmérsékletekben. Jelen vizsgálatban felhasznált felszíni hőáramadatokat Európa hőáram térképéről olvastuk ki, a térkép izovonalainak értékköze 10 mWm^{-2} . Ez a 10 mWm^{-2} hőáram



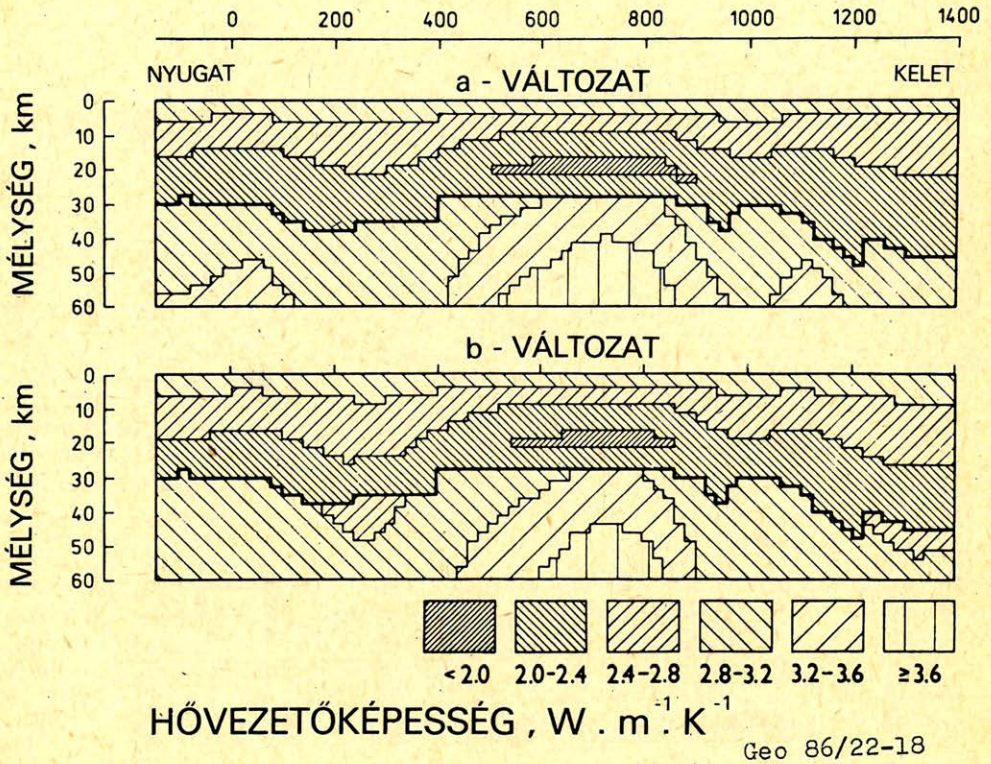
17. ábra. Radioaktív hőtermelés eloszlása a az EEGT 5 geotraverz mentén.

Рис. 17. Распределение генерации тепла с глубиной вдоль геотраверса

Fig. 17. Variation of radioactive heat production along geotraverse EEGT 5.

tekinthető annak az értéknek, ami meghatározza számításaink maximális pontatlanságát. 10 mWm^{-2} -nyi hőáramkülönbség a mélyhőmérsékletekben $50-80 \text{ K}$ eltérésekhez vezet, tehát a számított hőmérsékletek pontatlansága legfeljebb ekkora lehet.

A számított mélyhőmérsékleteket a köpeny olvadási görbéivel összehasonlítva, becslés adható meg a csökkent szeizmikus sebességű öv felső határának helyzetére vonatkozóan. A mélyhőmérsékletek ismeretében, *Pollack and Champan (1977)* módszere alapján meghatározható továbbá a litoszféra vastagsága is. *Cermák (1982)* szerint magas pozitív hőáram anomáliát mutató hipertermális medencék alatt a litoszféra erősen kivékonyodik, vastagsága a Pannon-medence térségében mindössze $50-60 \text{ km}$. Bár jelen vizsgálatban nem tűztük ki célul a köpenyhőmérsékletek számítását, fentiekben ismertetett eredményeink is sekély helyzetű asztenoszféra lehetőségére utalnak a Pannon-térségben. Az asztenoszféra felső határát kijelölő $1100-1200 \text{ }^\circ\text{C}$ izotermák ugyanis a vonatkozó szelvényeken $50-60 \text{ km}$ körüli mélységeken húzódnak a medence alatt.



18. ábra. A hővezetőképesség változása az EEGT 5 geotraverz mentén.

Рис. 18. Распределение теплопроводности с глубиной вдоль геотраверса EEGT 5

Fig. 18. Variation of thermal conductivity along geotraverse EEGT 5.

Függelék

A 19 – 24. ábrákon feltüntetett földtani alakulatok jelölése:

AL: Alpok

MS: Moszkvai szineklízis

AM: alpi molassz

OD: külső-Dinári hg.

AP: Apuszeni-hegység

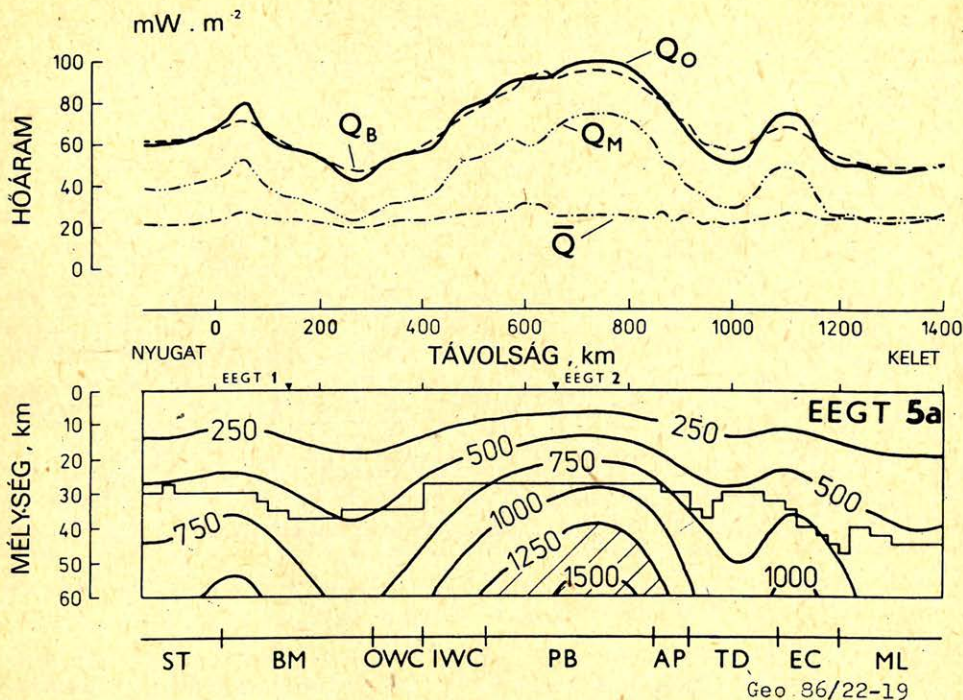
OP: Orehovo-Pavlogradszki geoszinklinális

APE: Appennini hegység

OWC: külső nyugati-Kárpátok

ASB: Adriai-tenger medencéje

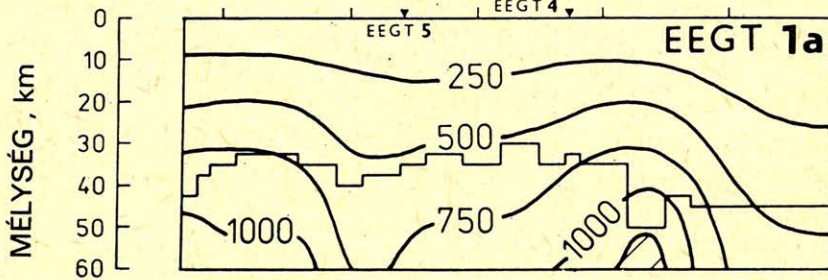
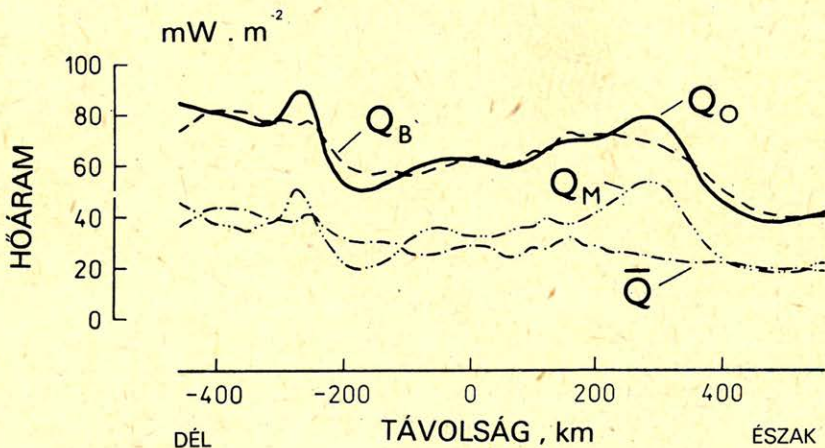
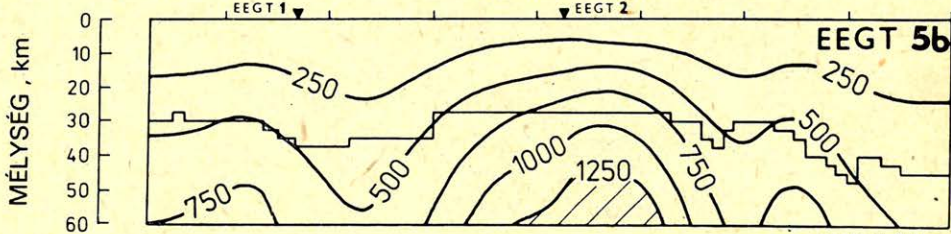
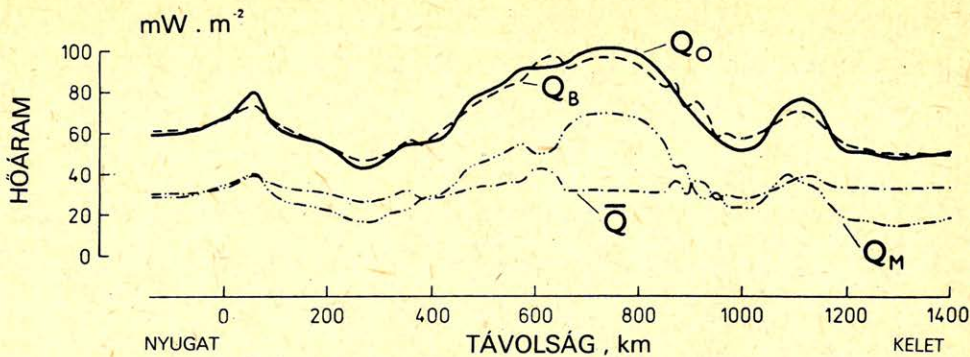
PA: Pacselmszki aulakogén



19. ábra. Felül: mért (Q_0) és számított (Q_B) felszíni hőáram, valamint a Moho-hőáram (Q_M) és a kéreg radioaktivitásából származó hőáram (\bar{Q}) változása az EEGT 5 geotraverz mentén. Alul: kétdimenziós hőmérsékleteloszlás az EEGT 5 geotraverz mentén. A szelvény vonalába eső földtani alakulatok kódjeleinek magyarázata a Függelékben adott.

Рис. 19. Внизу: двумерные профили глубинных температур (вариант „a”) вдоль геотраверса EEGT 5
 Вверху: Наблюдаемый на поверхности геотраверса тепловой поток Q_0 , рассчитанный на поверхности тепловой поток Q_B , тепловой поток с поверхности Мохо Q_M и тепловой поток, обусловленный радиоактивности коры \bar{Q} . Кодовые обозначения тектонических единиц на этом и последующих рисунках представлены в приложении

Fig. 19. Upper part: variations of the measured (Q_0) and calculated (Q_B) surface heat flows and also the Moho heat flow (Q_M) and the heat flow (\bar{Q}) due to crustal radioactivity along geotraverse EEGT 5. Lower part: two-dimensional temperature distribution along geotraverse EEGT 5. Labels for the tectonic units intersected by this geotraverse are explained in the Appendix.



AM BM SU TS TTZ BS(EEP)

Geo 86/22-21

20. ábra. A 19. ábrán bemutatott hőáram- és hőmérsékleteloszlások a felső kéreg radioaktivitásának „b” variánsa esetén.

Рис. 20. Те же самые распределения, что и на рис. 19, рассчитанные для варианта „b”

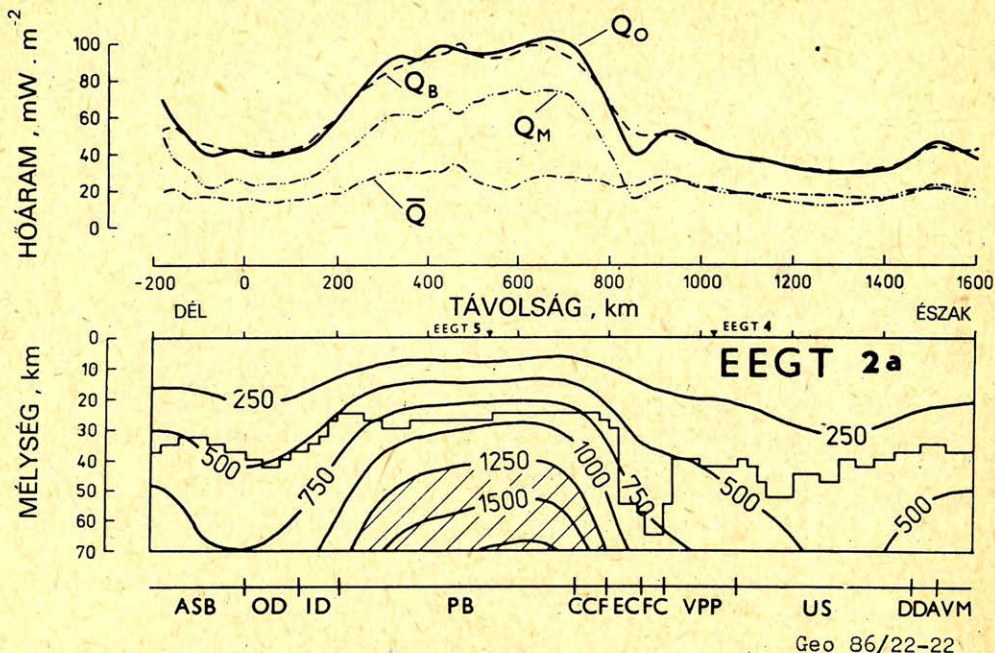
Fig. 20. Same as Fig. 19, but for the variant „b” of the radioactivity of the upper crust.

BA: Belorusz antiklinórium	PAB: Azov-melléki blokk
BL: Balkán-hg.	PB: Pannon-medence
BM: Cseh masszívum	PBS: Fekete-tengeri süllyedék
SB: Balti szineklízis	PO: Padanszki-medence
BSB: Fekete-tenger medence	PP: paleozoós Lengyel-tábla
CCF: Cisz-Kárpáti előmélység	PPB: podolszki táblás blokk
CHC: Csernüsev-gerinc	PS: pecsorai szineklízis
CR: Krimi-hg.	SKA: Szvieto-Krizsszki antiklinórium
DB: Donyeck-medence	ST: Szász-Thüringiai zóna
DDA: Dnyepro-Donyecki aulagokén	SU: Szudéták
EC: Keleti Kárpátok	TD: Erdélyi-medence
EEP: Kelet-Európai tábla	TR: Timanszki hegyvonulat
ELM: Kelet-Elba masszívum	TTZ: Teisseyre-Tornquist zóna
FCF: Kárpáti előmélység	US: Ukrán pajzs
FSM: Elő-Szudéta monoklinális	VF: Vorkutinszki előmélység
FTF: Timáni előmélység	VM: Voronyezsi masszívum
ID: belső-Dinári hg.	VPP: Volüno-Podolski tábla
IWC: belső nyugati-Kárpátok	WS: Ukrán-pajzs nyugati lejtője
KP: Korosztjenszki pluton	YD: Jarinszki süllyedék
KPB: Kirovogradszki táblás blokk	YO: Jadlovszko-Ogyesszai geoszinklinális
KRK: Kirovogradszk – Keremencungszki geoszinklinális	ZM: Zaporozsjei centrális masszívum
LD: Lvov-i süllyedék	
ML: Moldáviai-tábla	
MP: Mizijszki-lemez	

21. ábra. Mélyhőmérsékletek és hőáramok az EEGT 1 geotraverzen.

Рис. 21. Распределение глубинной температуры и тепловых потоков вдоль геотраверса EEGT 1

Fig. 21. Deep temperatures and heat flows along geotraverse EEGT 1.



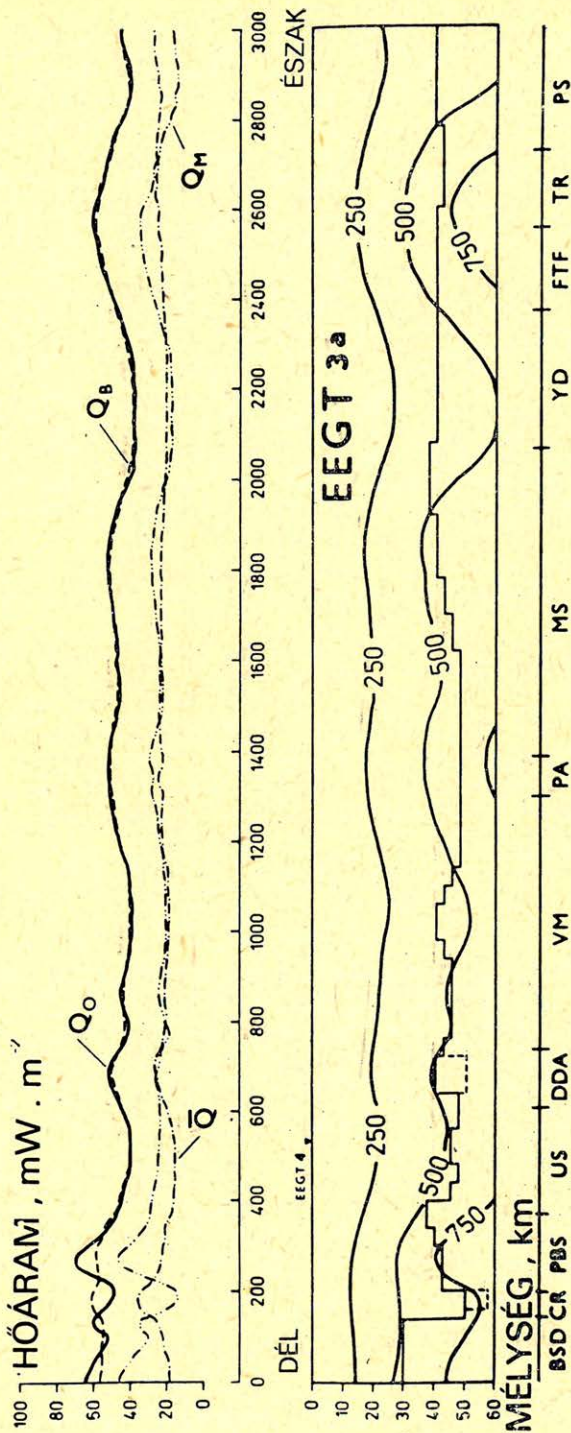
22. ábra. Mélyhőmérsékletek és hőáramok az EEGT 2 geotraverzen.

Рис. 22. Распределение глубинной температуры и тепловых потоков вдоль геотраверса EEGT 2

Fig. 22. Deep temperatures and heat flows along geotraverse EEGT 2.

IRODALOM

- Bodri L., 1981. Geothermal model of the Earth's crust in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 72: 61–73.
- Cermák, V., 1982. Regional pattern of the lithosphere thickness in Europe. In: V. Cermák and R. Haenel (eds.), *Geothermics and Geothermal Energy*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 1–10.
- Cermák, V. and Hurting, E., 1979. Heat flow map of Europe, 1:5 000 000. In: V. Cermák and L. Rybach (editors), *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, enclosure.
- Cermák, V. and Rybach, L., 1982. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. In: Angenheister, G. (ed.), *Landolt-Börnstein New Series, Vol. VIa, Physical Properties of Rocks*, Springer Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, pp. 305–343.
- Costain, J. K., 1979. A new model for the linear relationship between heat flow and heat generation. *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, 59: 392.
- Gebrande, H., 1982. Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks at room temperature and pressures up to 1 GPa. In: G. Angenheister (editor), *Landolt-Börnstein New Series, Vol. VIb, Physical Properties of Rocks*, Springer Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, pp. 35–99.
- Haack, U., 1982. Radioactivity of rocks. In: Angenheister (ed.), *Landolt-Börnstein New Series, Vol. VIb, Physical Properties of Rocks*, Springer Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, pp. 433–481.
- Jaupart, C., Sclater, J. G. and Simmons, G., 1981. Heat flow studies: Constraints on the distribution of Uranium, Thorium and Potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Letts.*, 52: 328–344.

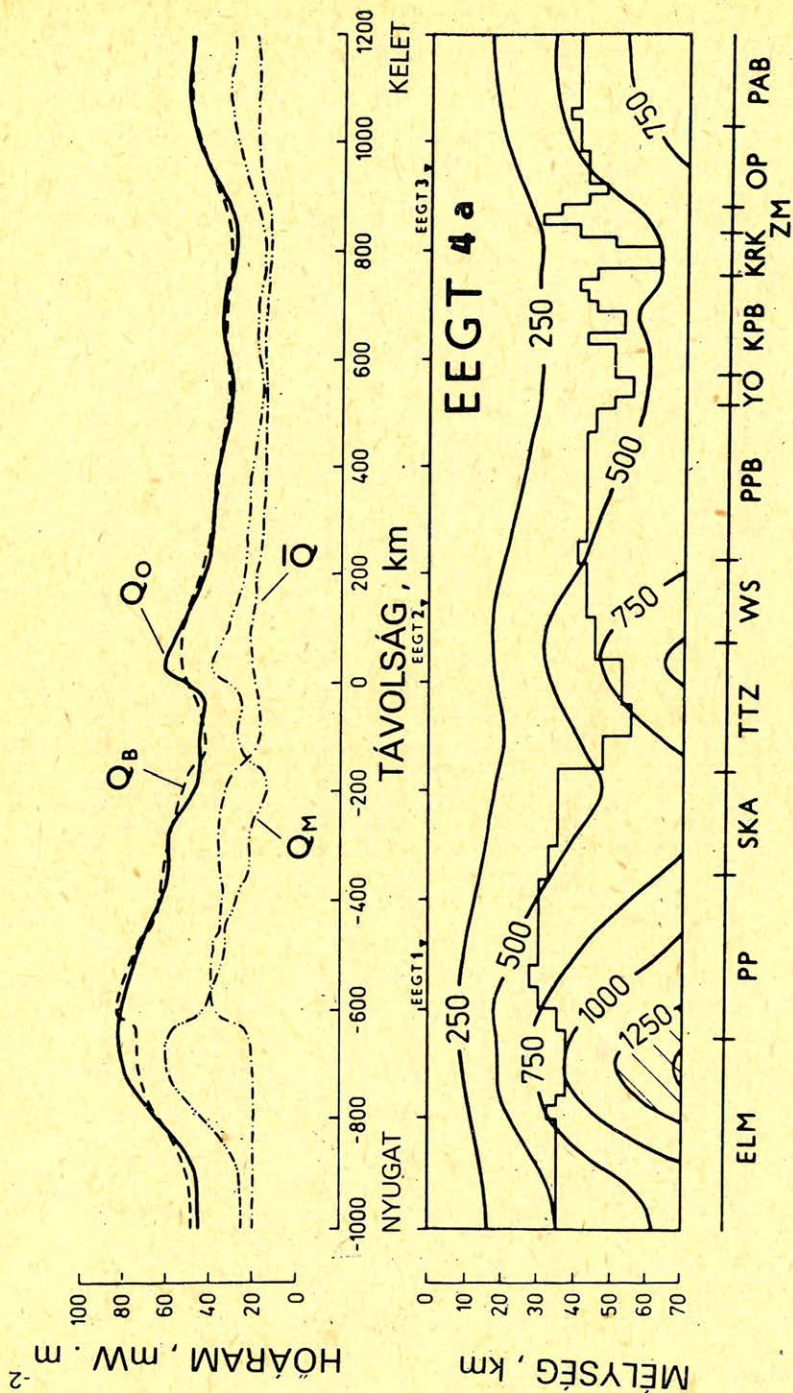


Geo 86/22-23

23. ábra. Mélyhőmérsékletek és hőáramok az EEGT 3 geotraverzen.

Рис. 23. Распределение глубинной температуры и тепловых потоков вдоль геотраверса EEGT 3

Fig. 23. Deep temperatures and heat flows along geotraverse EEGT 3.



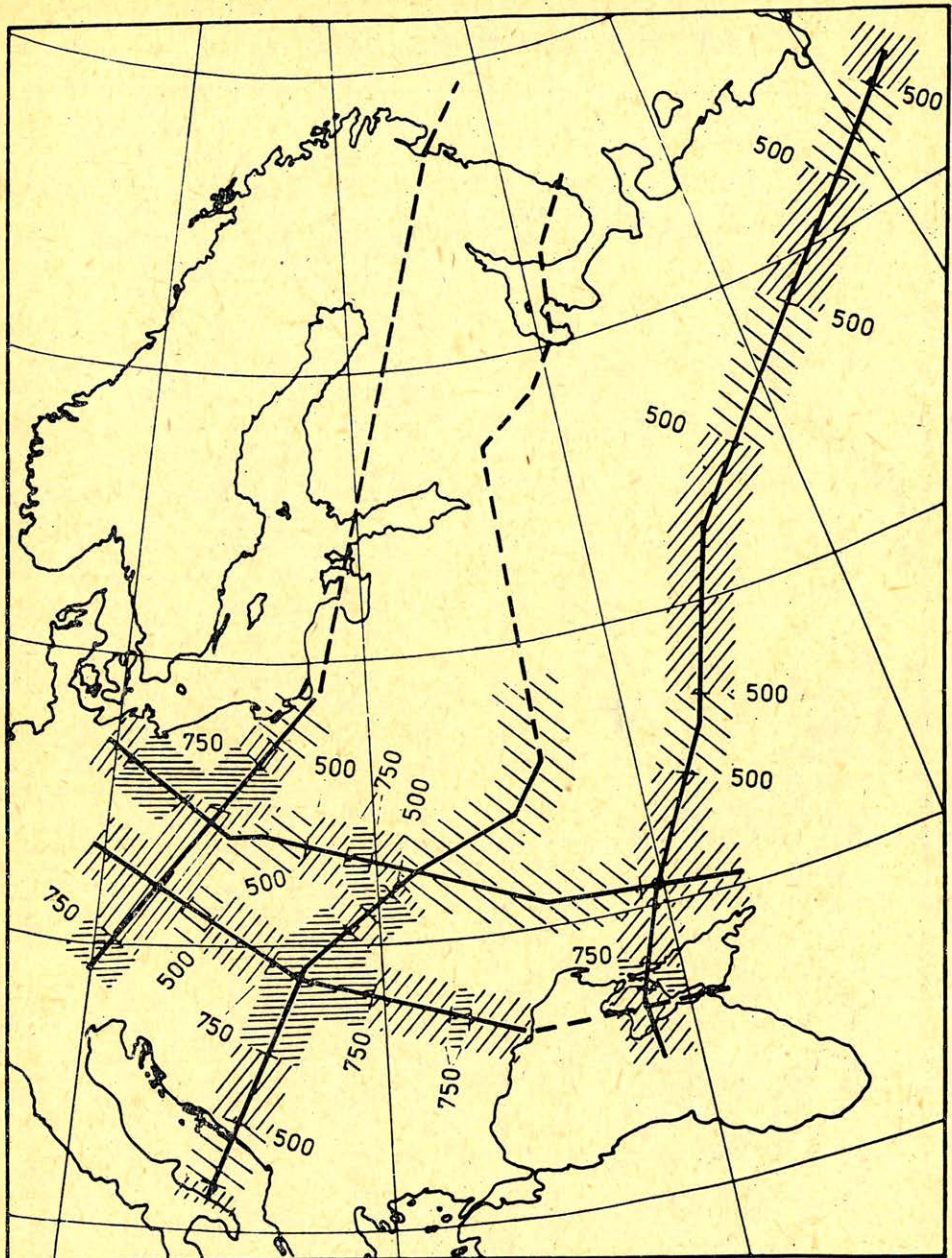
Geo 86/22-24

24. ábra. Mélyhőmérsékletek és hőáramok az EEGT 4 geotraverzen.

Рис. 24. Распределение глубинной температуры и тепловых потоков вдоль геотраверса EEGT 4

Fig. 24. Deep temperatures and heat flows along geotraverse EEGT 4.

MOHO-HÖMÉRSÉKLET , C°

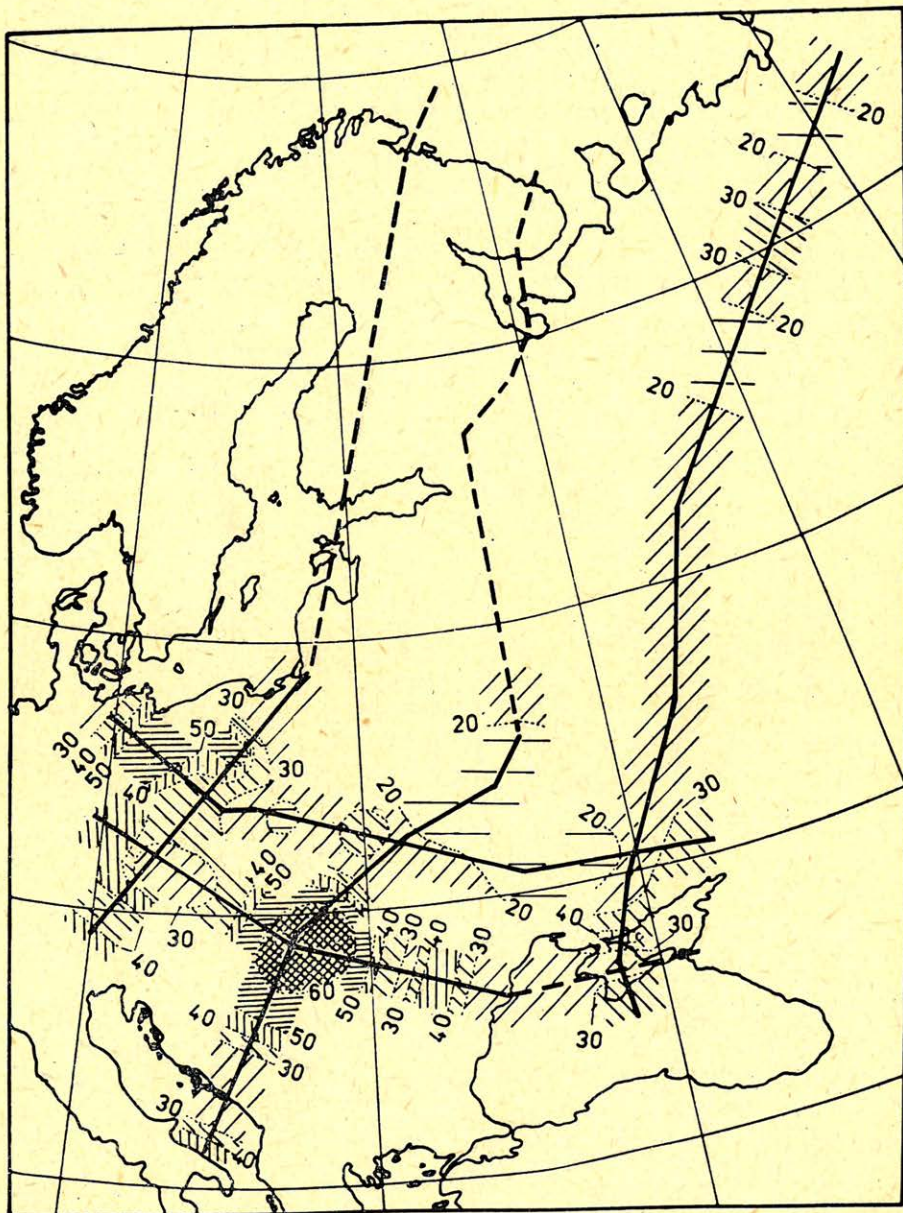


Geo 86/22-25

25. ábra. A Moho-hőmérséklet (°C) regionális változása a vizsgált geotráversek mentén.
 Рис. 25. Региональное распределение Мохо-температур вдоль изучаемых геотраверсов.
 Значения температуры даны в °C

Fig. 25. Regional variation of Moho-temperature (in °C) along the considered geotransverses.

MOHO-HÓÁRAM , $mW \cdot m^{-2}$



Geo 86/22-26

26. ábra. A köpenyből származó hőáram (mWm^{-2}) regionális változása a vizsgált geotraverzek mentén.

Рис. 26. Региональное распределение теплового потока из мантии вдоль изучаемых геотрассеров. Значения теплового потока даны в $mW.m^{-2}$

Fig. 26. Regional variation of the mantle heat flow (in mWm^{-2}) along the considered geotraverses.

-
- Kern, H., 1982. Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks at elevated pressures and temperatures. In: G. Angenheister (ed.), Landolt – Börnstein New Series, Vol. VIb, *Physical Properties of Rocks*, Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, pp. 99 – 140.
- Lachenbruch, A. H., 1968. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.*, 73: 6977 – 6989.
- Pollack, H. N. and Chapman, D. S., 1977. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 38: 279 – 296.
- Roy, R. F., Blackwell, D. D. and Birch, F., 1968. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5: 1 – 12.
- Rybach, L., 1973. Warmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen. *Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser.*, Lfg. 51, Kümmerly and Frey, Bern.
- Rybach, L. and Buntebarth, G., 1984. The variation of heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere. In: V. Cermák, L. Rybach and D. Chapman (eds.), *Terrestrial Heat Flow Studies and the Structure of the Lithosphere. Tectonophysics*, 103: 335 – 344.
- Rybach, L. and Cermák, V., 1982. Radioactive heat generation in rocks. In: G. Angenheister (ed.), Landolt – Börnstein New Series, Vol. VIa, *Physical Properties of Rocks*, Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, pp. 353 – 371.
- Safanda, J., 1985. Calculation of temperature distribution in a two-dimensional geothermal profile. *Stud. Geoph. et Geod.*, 28: 000 – 000 (in press).
- Sollogub, V. B., Guterch, A. and Prosen, D. (eds.), 1978. Structure of the Earth's crust and upper mantle in Central and Eastern Europe. Naukova Dumka, Kiev, 272 pp. (in Russian).
- Sollogub, V. B., Guterch, A. and Prosen, D. (eds.), 1979. Structure of the Earth's crust and upper mantle, based on data of geophysical investigations. Naukova Dumka, Kiev, 208 pp. (in Russian).
- Stromeyer, D., 1984. Downward continuation of heat flow data by means of the least squares method. In: V. Cermák, L. Rybach and D. S. Chapman (eds.), *Terrestrial Heat Flow Studies and the Structure of the Lithosphere. Tectonophysics*, 103: 55 – 66.