

Óceáni litoszféra vizsgálata a Samail ofiolit müografikus képalkotásával

Szakdolgozat

Szlovák Imola

ELTE Földtudomány BSc, Geofizika specializáció

Témavezető:

Dr. Oláh László

HUN-REN Wigner Fizikai Kutatóközpont
Nagyenergiás Fizikai Osztály

Belső konzulens:

Dr. Balázs László

HUN-REN Wigner Fizikai Kutatóközpont
Nagyenergiás Fizikai Osztály
ELTE TTK, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

Budapest, 2026



Kivonat

Az ofiolitkomplexumok fontos információkat szolgáltatnak az óceáni litoszféra szerkezetéről és fejlődéséről. A müografikus képalkotással új megközelítésben vizsgálhatók a Samail-ofiolit szerkezete. Diplomamunkámhoz a Wigner Fizikai Kutatóközpont müografiai detektorrendszerének Wadi Fizhnél végzett méréseiből származó adatait elemeztem. A müografiai adatok elemzésére saját fejlesztésű adatelemző programot készítettem Python programozási nyelven. A program alkalmazható a müonpályák rekonstrukciójára, offline kalibrációra, valamint a müonok irány szerinti osztályozására (binezés). A szoftverrel meghatároztam a müonok fluxusát a különböző fizikai és geometriai paramétereket figyelembevételével. A fluxuskép leképezi a vizsgált geológiai objektum sűrűség eloszlását és demonstrálja, hogy a müográfia képes nagy területeket átfogóan méteres felbontással képet alkotni az ofiolitok szerkezetéről.

Tartalomjegyzék

1. BEVEZETÉS.....	4
2. FÖLDTANI HÁTTÉR.....	4
2.1. FÖLDTANI ALAPISMERETEK.....	4
2.2. OFIOLITOK.....	7
2.3. A SAMAIL-OFIOLIT.....	12
3. MÜOGRÁFIA.....	13
3.1. KOZMIKUS MÜONOK FIZIKÁJA.....	13
3.2. A MÜOGRÁFIA FIZIKAI ALAPJAI.....	14
3.3. MÜON DETEKTÁLÁS GÁZTÖLTÉSŰ DETEKTOROK.....	15
3.3.1. <i>A Sokszálas Proporcionális Kamra (MWPC)</i>	16
4. SAMAIL-OFIOLIT MÜOGRÁFIÁS MÉRÉSÉNEK ÉS AZ ADATOK BEMUTATÁSA ...	16
4.1. A MÉRÉS CÉLJA.....	16
4.2. ELSŐDLEGES MÉRÉSI TERÜLET.....	17
4.3. A DETEKTORRENDSZER.....	17
4.4. A DETEKTORBÓL KIOLVASOTT ADATOK STRUKTÚRÁJA.....	20
5. EREDMÉNYEK.....	20
5.1. RÉSZECSEKÉPÁLYA REKONSTRUKCIÓ.....	21
5.1.1. <i>Események válogatása, klaszterkeresés</i>	21
5.1.2. <i>Egyenes illesztés</i>	22
5.2. KALIBRÁCIÓ ÉS ANALÍZIS.....	24
5.2.1. <i>Detektorigazítása és helyfelbontás-számítás</i>	24
5.2.2. <i>Khi-négyzet-analízis</i>	25
5.2.3. <i>Eredmények</i>	26
5.3. MÜON FLUXUS SZÁMÍTÁS.....	26
5.3.1. <i>Effektív felület és térszög</i>	27
5.3.2. <i>Müonfluxus-számolás</i>	29
6. DISZKUSSZIÓ.....	30
7. ÖSSZEFOGLALÁS.....	31

1. Bevezetés

A tektonikai események eredményeit őrző geológiai struktúrák tanulmányozása fontos kutatási téma. Ennek egyik legizgalmasabb ága a litoszféra és az ezt felépítő átmeneti zónák tanulmányozása. Ezek elérése nehéz, és sem a szeizmikus, sem a mintavételezési próbálkozások nem adtak egy konzisztens képet, amelyek részletesebb bemutatására sor kerül (lásd 2. fejezetben). Viszont léteznek olyan, a Föld felszínén elhelyezkedő ofiolitkomplexumok, melyek kőzettani vizsgálata során kiderült, hogy analógiát képeznek az óceáni litoszféra szerkezetéhez, így tanulmányozásuk során új információkat lehet kinyerni a Föld szerkezetével és fejlődésével kapcsolatban.

A Wigner Fizikai Kutatóközpont több éve foglalkozik müográfias eljárások kutatás-fejlesztésével és alkalmazásával (Oláh, et al., 2022). A kutatások egy része földtani folyamatokra irányul, például barlang üregek kutatása, bányászati célú felmérések, vulkánok monitorozása és más geofizikai alkalmazási területekre. A müográfia lehetőséget ad arra, hogy nagyméretű objektumokat vizsgáljanak. Ez a módszer hasznos kiegészítő adatokat nyújthat a Föld szerkezetével kapcsolatos, még nyitott kérdések megválaszolásához. A müográfival mért sűrűségeloszlás a hagyományos geofizikai módszerekkel együtt új információkat adhat az ofiolit szerkezetek belső felépítéséről (Oláh, et al., 2024; Oláh, et al., 2025). Diplomamunkám során bekapcsolódtam a Samail-ofiolitot vizsgáló Nagyenergiás Geofizika Kutatócsoport munkájába.

2. Földtani háttér

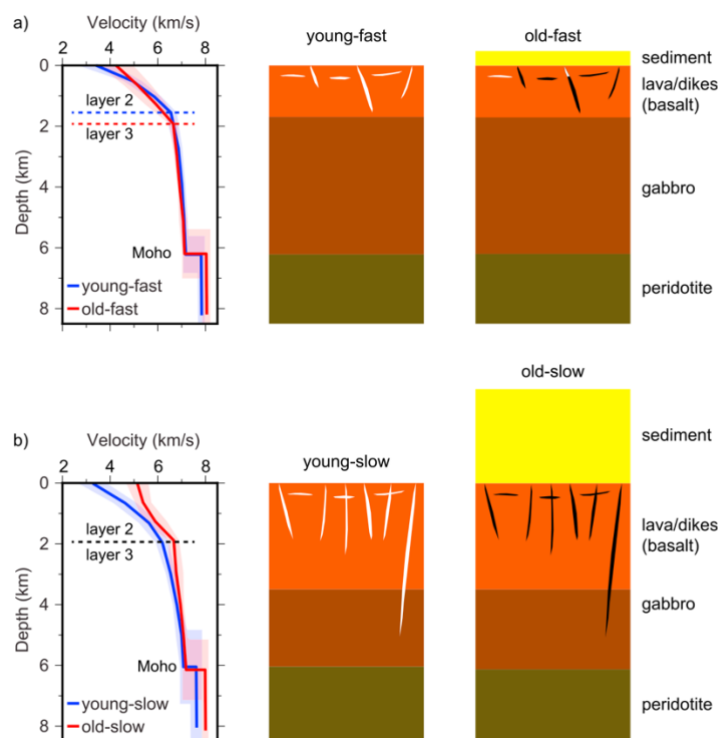
2.1. Földtani alapismeretek

A litoszféra a földkéregből és az alatta elhelyezkedő köpeny legfelső, szilárd részéből épül fel, mind a szárazföldek, mind a tengerek és az óceánok alatt (Koppers & Coggon, 2020). Szeizmikus mérések feltárták, hogy ez egy rétegzett felépítésű, pontosabban négy nagy rétegből álló szerkezet. Ezek a rétegek a Föld felszínétől lefelé haladva: üledékes rétegsor, felső kéreg és az alsó kéreg, valamint a felső köpeny. Két átmeneti zóna észlelhető a felső kéreg és alsó kéreg között, valamint az alsó kéreg és a felső köpeny között, ahol a kőzetösszetben különböző változások mennek végbe. Ez utóbbi átmeneti zóna a Mohorovičić-féle diszkontinuitási zóna (Andrija Mohorovičić, 1857-1936), röviden Moho (Christeson, et al.,

2019). Ezen zóna elérése és tanulmányozása nehéz mélysége miatt, mivel az óceánfenék alatt 5-7 km, a kontinensek alatt pedig 25-30 km mélységben helyezkedik el.

Az óceáni litoszféra szeizmikus hullámok reflexiós felületei és sebességstruktúrája alapján kéregre (1-3. rétegek) és köpenyre osztható (lásd 1. ábra). A 2. és 3. réteg közötti átmenet a felső és alsó kéreg határát tükrözi, míg a 3. és 4. rétegek közötti szeizmikus határ a Moho szemlélteti (Christeson, et al., 2019).

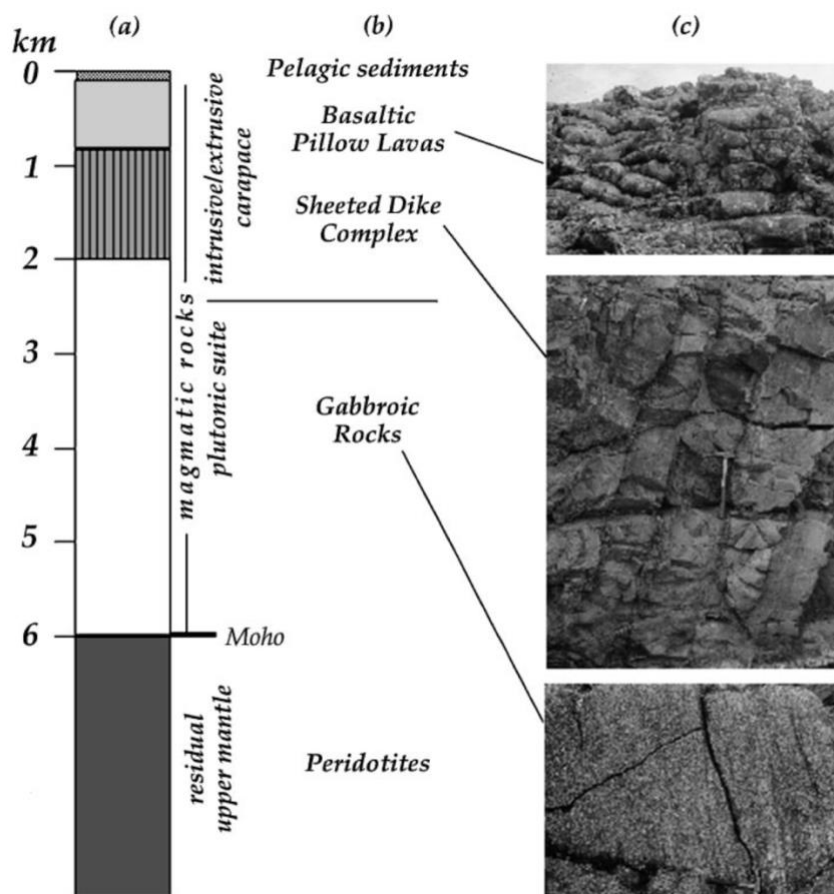
A felső köpeny dekompressziós olvadása révén keletkezik az óceáni kéreg a középóceáni hátságoknál. A hátságoktól távolodva egyre idősebb kőzetekből áll. Ütközve a kontinentális kéreggel szubdukálódik a sűrűségkülönbség miatt (Dietz, 1961; Koppers & Coggon, 2020).



1. ábra. Az óceáni kéreg szeizmikus szerkezetei gyors (a) és lassú (b) terjedési sebesség esetén, ahol a bal oldali panel az átlagos sebesség-mélység függvényt mutatja; a középső panel a fiatal kéreg kőzettani értelmezése és a jobb oldali panel pedig az idős kéreg kőzettani értelmezését szemlélteti (Christeson, et al., 2019, p. 523).

Az óceáni kéreg egy rétegzett kőzetsorozatnak tekinthető, tükrözve a középóceáni hátságok terjedési központjainak különböző szerkezeti szintjein zajló akkréciós folyamatokat. Felülről lefelé haladva ez a sorozat a következőkből áll: bazaltos párnaláva, függőleges telérek komplexuma, valamint gabbrós és ultramafikus magmás intruzív kőzetek, így ezek együttesen alkotják az 5-7 km vastag magmás kéreg-összletet (lásd 2. ábra). Ez az összlet a reziduális felső

köpeny peridotitjain nyugszik, amelyekből a kéreg felépítéséhez szükséges olvadékok származnak (Karson, 2002).



2. ábra. A Samail ofiolit szegmensei láthatók Omán területéről. (a) Az óceáni kéreg általánosított belső szerkezete, (b) A kéreg értelmezése, valamint (c) a felső kéreg kőzeteinek feltárási képei ofiolitokból. Érdemes hozzátenni, hogy a felső, középső és alsó fényképek rendre néhány tíz négyzetméteres, néhány négyzetméteres, illetve néhány négyzetdeciméteres felületeket szemléltetnek. (Karson, 2002)

Ezek a kőzetegységek fokozatosan épülnek be a litoszférikus lemezek szétváló peremeibe a középóceáni hátságoknál. A fő kőzetek belső szerkezete és a rétegzett felépítés fontos információkat ad a hátságok alatti kéregképződés mechanizmusainak megértéséhez.

Az adatok nagy része kotort (dredgelt) kőzetmintákból, sekély kéregfúrásokból, valamint merülésekkel végzett vizsgálatokból származnak. Ezek az adatok alapot szolgáltatottak az óceáni kéreg és a felső köpeny tengeri szeizmikus vizsgálatainak értelmezéséhez, amelyek egy rétegzett sebességeloszlást tártak fel, amely a szeizmikus mérések térskáláján (néhány km) laterálisan összefüggő (Karson, 2002).

Az óceáni Moho szerkezetét különböző köpenyben végbemenő folyamatok befolyásolják, amelyek hozzájárulnak a kéreg-köpeny határ jellegzetes szeizmikus jeleiknek kialakulásához. A gyors vagy közepes sebességgel terjedő hátságok esetén a Moho gyakran

éles határként jelenik meg, amely gabbrók és reziduális peridotitok közötti litológiai kontaktusként értelmeznek. Ezzel szemben lassan szétterjedő hátságoknál a Moho általában kevésbé egyértelmű, nagy valószínűséggel azért, mert a litológia összetettebb. Ebből adódóan az óceáni Moho szeizmikus szerkezete nehezen meghatározható mivel a mérési helytől függően, egyetlen éles reflexiót, többszörös reflexiót, diffúz reflexiót mutat vagy akár teljesen hiányoznak az ezt reprezentáló határvonalról származó reflexiók (Ohira, et al., 2017).

Az óceáni litoszféra vékonyabb jellege miatt több évtizede óceáni fúrási programot indítottak annak érdekében, hogy alapvető információkat tárjanak fel a különböző geofizikai folyamatokkal kapcsolatban (Karson, 2002). A mai napig ennek csak egy kis részét sikerült megvizsgálni. Az Integrated Ocean Discovery Program (IODP) MoHole to Mantle fúrási javaslatának célja a Moho elérése és az alatta lévő köpenyt három lehetséges helyszínen, ez viszont mindeddig nem valósult meg (Umino, et al., 2003).

A szeizmikus kutatások sem tudtak elegendő információt biztosítani, mivel ezek kiterjedése (pár száz kilométer) nem ad lehetőséget részletes szerkezeti feltárássra, a mintavételezésen alapuló vizsgálatok pedig csak lokális adatokat tudnak felmutatni. Így az átmeneti zónákból származó minták hiánya miatt a felső és alsó réteg határainak, valamint a Moho fizikai paramétereinek, geológiai és geofizikai tulajdonságainak értelmezése továbbra is bizonytalan (Oláh, et al., 2024).

2.2. Ofiolitok

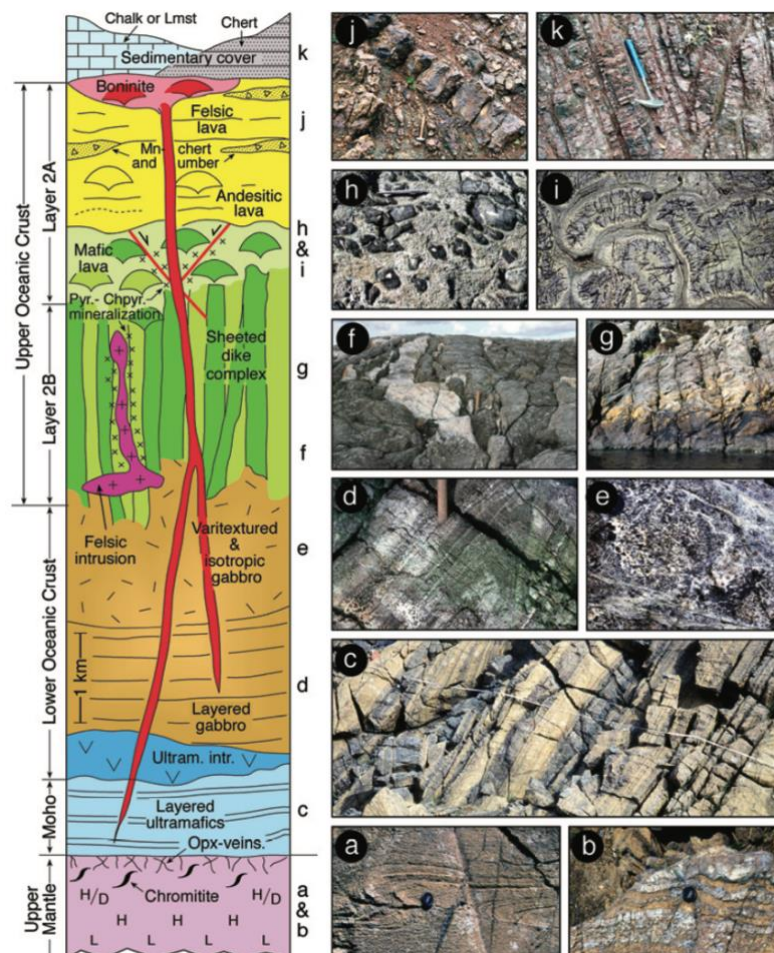
Az óceáni kéreg összetételére és belső felépítésére vonatkozó részletes információk főként ofiolitkomplexumokból származnak melyek többnyire vetők által határolt kőzettestek. Ezek gyakran erősen feldaraboltak, azonban közülük sok rekonstruálható olyan rétegzett felépítésűvé, amilyen az óceáni litoszférában található (Karson, 2002).

Az ofiolitok olyan geológiai szerkezetek, melyek az óceáni litoszféra kontinentális kéreglemezre történő feltolódásának következményei. Az ofiolit belső felépítése, geokémiai szerkezete és beágyazódási/települési mechanizmusa szignifikánsan változik. Ezekben megőrződött óceáni kéreg az óceáni medencék kialakulása és fejlődése során bármely tektonikai környezetben kialakulhat, a riftesedés és a hátságok kialakulásának szakaszaitól a szubdukció-obdukció megindulásán át egészen a teljes bezáródásig (Dilek & Furnes, 2014).

A fő bizonyítéka annak, hogy az ofiolitok az óceáni kéreg szétterjedése során keletkeztek, a függőleges telérek (sheeted dikes), vagyis a magma egymás melletti, táblás betöréseinek megjelenése. Ugyanakkor, ezek szolgáltatják az egyetlen fennmaradt bizonyítékot az óceáni lemez kinyílásához kapcsolódó magmás, tektonikus és hidrotermális folyamatokra 170 millió évnél korábbról, mivel semmilyen ennél idősebb óceáni lemez nem maradt fenn a mai óceánokban. Ebből adódóan az ofiolitok az óceáni medencék fejlődéstörténetének legjobb „archívumai” (Dilek & Furnes, 2014).

Ezek felismerése, mint az óceáni kéreg szerkezeti megfelelője, illetve analógiája jelentős szerepet játszott a lemeztectonikai elmélet fejlődésében az 1960-as években. Az ofiolitokat felhasználták a középóceáni hátságok folyamatainak, a köpeny kémiai szerkezetének és összetételének, valamint az óceánok paleontológiai tanulmányozásában, továbbá az orogén övek tektonikai evolúciójának vizsgálatában (Dilek & Furnes, 2014).

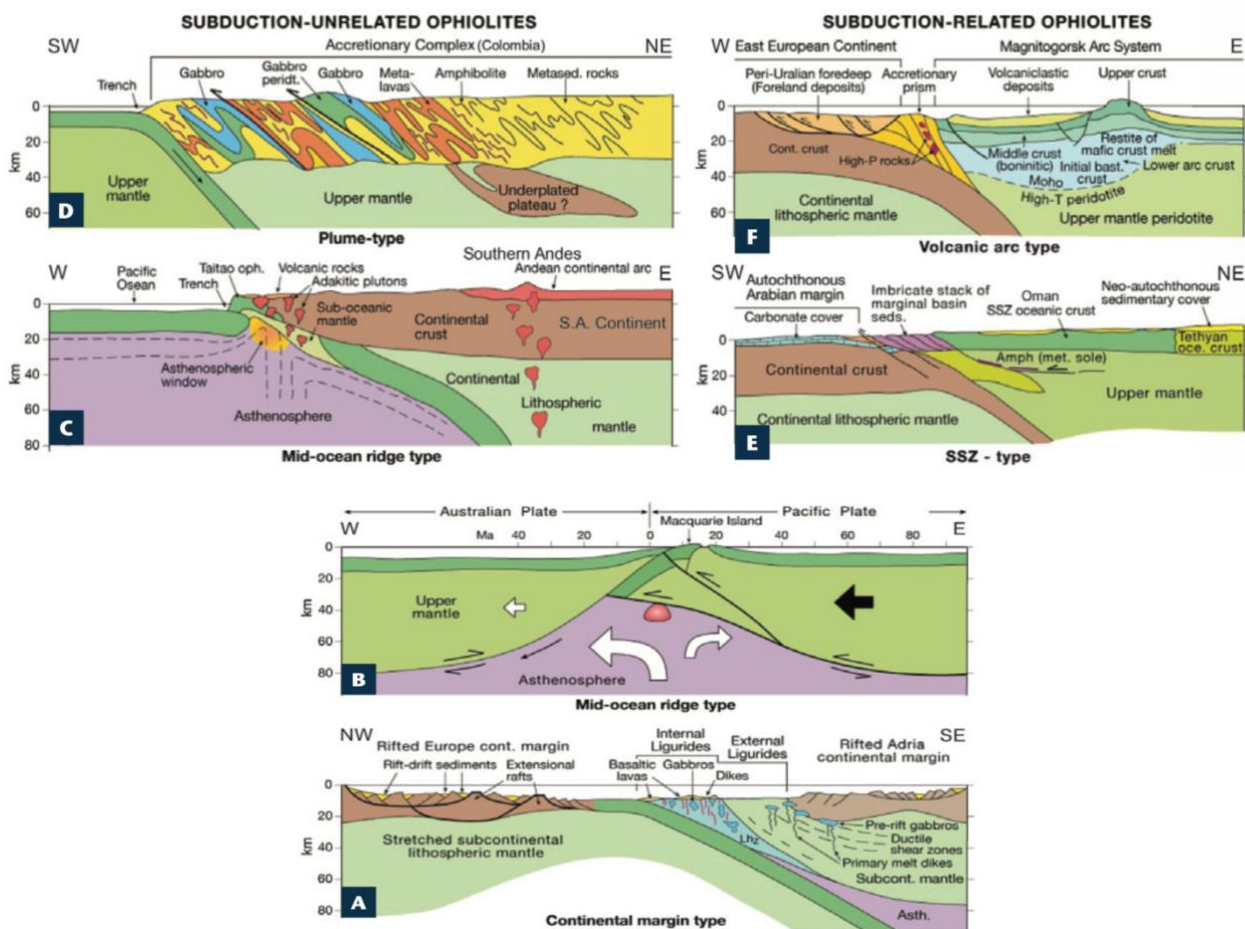
Az 1927-es Penrose-konferencián javasolt meghatározás szerint az ofiolit sorozat alulról felfelé a következőkből áll: felső köpenyből származó peridotitokból, rétegzett ultramafikus-mafikus kőzetekből, rétegzettől izotrópikus gabbrókból, lemezes telérekből, kiömlési kőzetekből és egy üledékes felső rétegből. A rétegzett ultramafikus és mafikus kőzetek egy átmeneti köpeny-kéreg szakaszt alkotnak (4. ábra C), amely megfelel a petrológiai Mohonak a mai, gyorsan szétterjedő óceáni litoszférában. A felette elhelyezkedő rétegzett gabbró (4. ábra D) főként olivin-gabbróból és gabbróból áll, kisebb troktolit-, anortozit- és wehrlitrétegekkel. Az ezekben előforduló kiömlési kőzetek párnalávákból, párnabreccsából és tömör lávafolyásokból állnak (4. ábra H-J), melyek összetétele alulról fölfele bazalttól és bazaltos andezittől egészen andezitig, dácitig és riolitig terjed. A fedő réteg általában pelágikus (4. ábra K), hemipelágikus és törmelékes üledékes kőzetekből áll, ezek az óceáni lemez rétegsorát képezik (Dilek & Furnes, 2014).



3. ábra. Bal oldalon egy oszlopos szelvény látható, mely egy általánosított szupraszubdukciós zónához tartozó ofiolit felső köpeny- és kéregstruktúráját ábrázolja. Jobb oldalon terepi fényképek láthatók, melyek betűjelei megegyeznek az a szelvényen látható egységekkel (Dilek & Furnes, 2014).

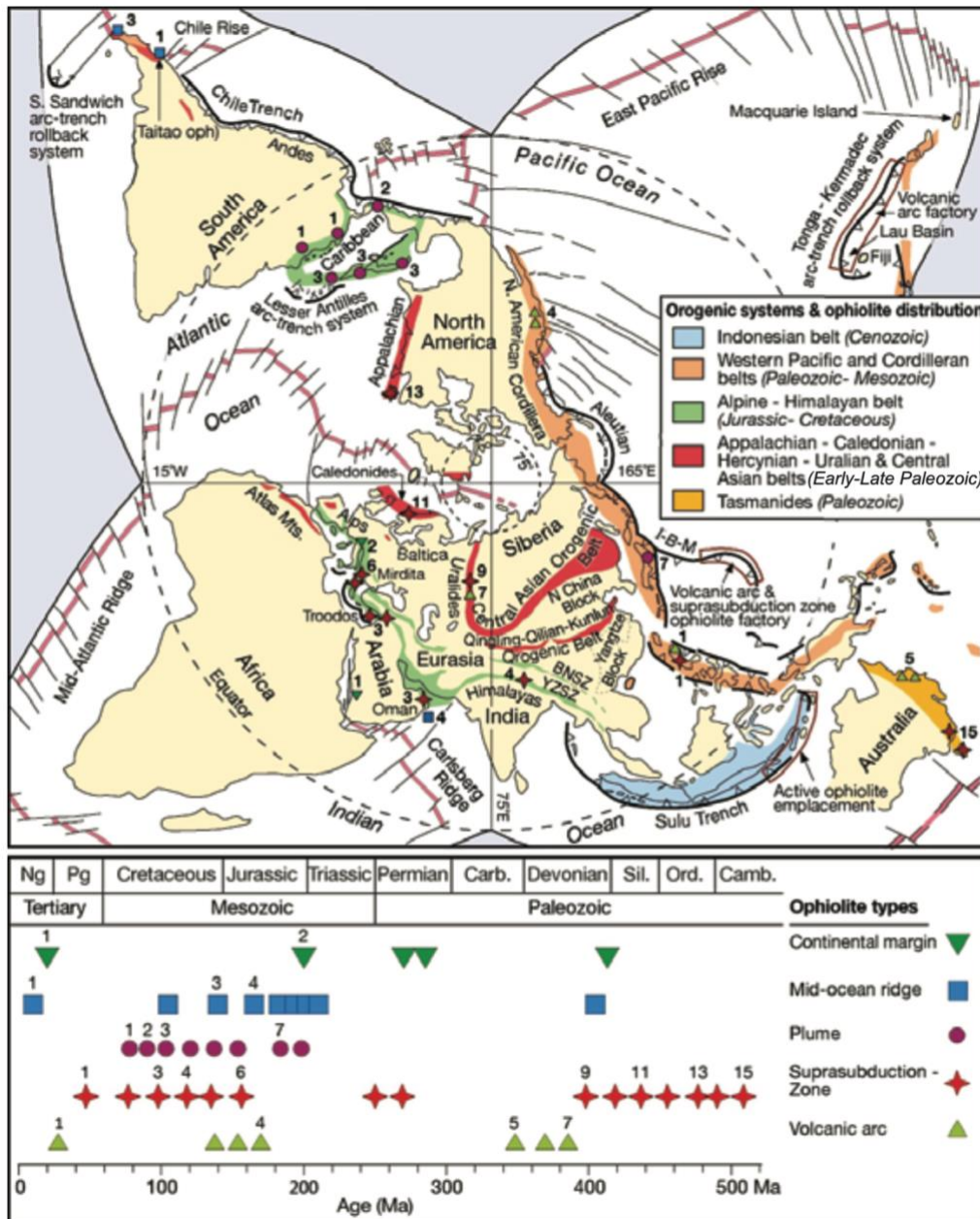
Az ofiolitok Moho-átmeneti zónája túlnyomórészt dunitból áll, különféle kiválásokkal gabbrók, piroxének és kromititok formájában. Ez a zóna az asztenoszférikus köpeny és a felépülő óceáni kéreg közötti magmás anyagcsere szintjét képviseli, és az aktív olvadékkeringést rögzíti egy középóceáni hátság tengelye alatt (Boudier & Nicolas, 1995).

Az ofiolitok képződését különböző geodinamikai folyamatok befolyásolják, így ezeket két nagy csoportra lehet osztani: szubdukcióhoz kapcsolódó és szubdukciótól független ofiolitokra. Előbbiek közé a supra-szubdukciós zónás (SSZ) és a vulkáni ív (VA) ofiolitok tartoznak. Az SSZ-típus magába foglalja a szubdukció kezdeti szakaszában ívelőtti (forearc) és az ívmögötti (backarc) medencékben kialakult ofiolitokat (lásd 5. ábra). Az utóbbiak, amelyek szerkezetét nem befolyásolták a szubdukciós folyamatok, a kontinentális peremi (CM), a középóceáni hátsági (MOR) és a köpenycsóva-eredetű (P) ofiolitok. Ezek a „normális” középóceáni, kontinentális peremi, valamint szubdukált hátságokon kialakult ofiolitoknak felelnek meg (lásd 5. ábra) (Dilek & Furnes, 2014).



4. ábra. A (A) CM-, (B, C) MOR- és (D) P-típusú ofiolitok óceáni litoszférája tektonikusan a lemenő, szubdukálódó lemezről a felső lemezre kerül szubdukció-akkréció révén. (E) A SSZ- és a (F) VA-típusú ofiolitok óceáni litoszférája mindig a szubdukciós rendszer felső lemezének része, de kollíziós folyamatok során a lebukó lemez oldalán kerül be a kontinentális peremekbe (Dilek & Furnes, 2014).

A 5. ábra a fanerozoikum orogén öveinek globális eloszlását mutatja be, valamint különböző ofiolittípusok reprezentatív példáit és azok korát. Az ofiolitok keletkezésének és településének csúcsideje a korai paleozoikumban, a késő jura időszakában és a krétában jelentkezett, és az SSZ-típusú ofiolitok képződésének idejét tükrözik, amely egybeesett jelentős orogén eseményekkel és óceáni medencebezáródásokkal (Dilek & Furnes, 2014).

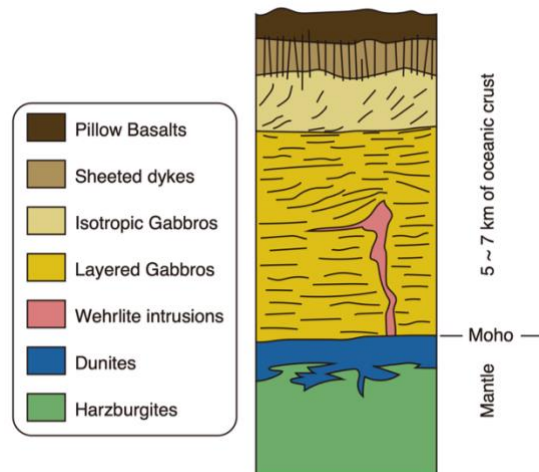


5. ábra. A felső rész az északi pólusra vetített ábra, amely a fanerozoikumi orogén övek globális eloszlását és különböző ofiolit-típusok példáit mutatja. Az alsó rész a különböző ofiolit-típusok példáit és időbeli eloszlásukat mutatják számmal és színnel jelölve (Dilek & Furnes, 2014).

2.3. A Samail-ofiolit

Az Omán-hegység az Arab-félsziget északkeleti részén található, és a világ egyik legnagyobb és legjobban megőrződött ofiolit komplexumát tartalmazza, amely 600 km hosszan, északnyugat-délkelet irányba húzódik, és 50-150 km szélességben helyezkedik el, mintegy 15 km vastagsággal (Searle & Cox, 1999).

A Samail (Semail)-ofiolit az ománi ofiolitkomplexum részét képezi, és a Föld egyik legjobb állapotban megőrződött óceáni litoszféra-szelvénye. Ez teszi a Samail-ofiolitot a gyors szétterjedésű óceáni hátságok és óceáni litoszféra szerkezet egyik legfontosabb természetes analógiává (Searle & Cox, 1999). Ez egy gyors szétterjedésű óceáni hátság felett, de szubdukció által befolyásolt környezetben jött létre, amely a késő kréta korban tolódott a kontinentális peremre, vagyis egyértelműen a SSZ-ben képződött ofiolitok csoportjába tartozik (Dilek & Furnes, 2014). Az ománi ofiolit tektonikusan egy szakaszosan feltáruuló metamorf talapzaton vagy egy szubofiolitos melázson helyezkedik el. Az ofiolit alatti metamorf talapzat inverz hőmérsékleti és nyomásgradienst mutat, ami arra utal, hogy különböző mélységekben képződött kőzetlemezekből áll (Searle & Cox, 1999).



6. ábra. A "Penrose-típusú" ofiolit, amely egy réteges tortaszerű pszeudo-rétegtant mutat, a Samail ofiolitról. A Moho határtfelületként van értelmezve a dunitok és a gabbrók között (Tamura, et al., 2022).

Az ofiolit rétegzett felépítése szinte tankönyvi módon követi a már említett Penrose-konferencia által definiált ofiolit-szerkezetet (lásd 6. ábra). Alulról fölfelé a következő egységekből áll: köpenyperidotitok (harzburgit, lherzolit, dunite), Moho-átmeneti zóna (MTZ) amely ekvivalens a dunitos átmeneti zónával, réteges gabbrók, izotróp gabbrók, haránt telérek

(sheeted dike komplexum) és párnalávák. A teljes kéregvastagsága 4-7 km, míg a köpeny peridotitok 8-12 km vastagságot érnek el (Tamura, et al., 2022; Boudier & Nicolas, 1995).

A Samail-ofiolit egyik legfontosabb sajátossága, hogy a Moho nem egy éles határ, hanem egy dunitos átmeneti zóna, amely 10 métertől akár 500-750 méter vastagságig terjed. Az MTZ vastagsága a köpenyáramlás geometriájától függ, mivel diapírok felett 500-750 m vastag, erősen impregnálódott dunit- és gabbrólencsék találhatóak, míg a horizontális köpenyáramlás felett 10-100 m vastag, erősen deformált, vékony átmenet (Boudier & Nicolas, 1995).

Az ománi ofiolit kéreg-köpeny határainak e két végállapota közötti különböző szeizmikus reflexiókat eredményeznek. A vastag dunitréteg erős Moho-reflexiókat eredményez, míg az elvékonyodott részben az akusztikai impedancia fokozatos változása miatt gyenge vagy akár hiányzó Moho-reflexiók jönnek létre, ami magyarázatot adhat az óceáni Moho változatos megjelenésére (Ohira, et al., 2017). A szeizmika viszont csak nagy léptékben tudja ezeket felmérni, a mintavételezés pedig csak egy-egy helyről ad lokális információt, így a kutatásban még mindig sok a hiányos adat. Ezzel ellentétben a müográfia a két megközelítés közötti adathiányt igyekszik megszüntetni, mivel nagy területekről, jó helyfelbontással ad sűrűség információt (Oláh, et al., 2024; Oláh, et al., 2025).

A müográfia a sűrűségkülönbségekre való érzékenysége miatt, a Samail-ofiolit különösen alkalmas az óceáni litoszféra vizsgálatára. A különböző kőzet-szerkezetek sűrűsége változatos, mivel a dunitos átmeneti zóna alacsonyabb sűrűségű, mint a harzburgit, a réteges gabbrók sűrűbbek, mint a felettük elhelyezkedő párnalávák, a magma-benyomulások/intruziók heterogén sűrűségeloszlást hoznak létre. A Boudier és Nicolas (1995) által részletezett MTZ-szövetek és deformációs mintázatok különösen fontosak a müográfiai interpretációhoz, mivel a sűrűségeloszlás közvetlenül kapcsolódik a szöveti és litológiai változásokhoz (Oláh, et al., 2024; Boudier & Nicolas, 1995).

3. Müográfia

3.1. Kozmikus müonok fizikája

A kozmikus müonok nagy áthatolóképességű részecskék, amelyek a Föld légkörének felső rétegeiben keletkeznek, amikor a nagyenergiás elsődleges kozmikus részecskék

(protonok és kisebb atommagok) kölcsönhatásba lépnek a felső légköri atomokkal. Ez a folyamat során pionok és kaonok keletkeznek, amelyek bomlástermékei a müonok. A müonok átlagos energiája 2 GeV körüli, és az energiaspektrumuk több nagyságrendre terjed ki. A müonok nagy áthatolóképességű részecskék, pl. A TeV energiával rendelkező részecskék képesek áthaladni akár több száz méter vastag kőzetben. A müonok közegben történő haladásuk során a közeggel kölcsönhatnak (pl. ionizációval) és folyamatosan energiát veszítenek. A müográfia gyakorlati alkalmazása a vizsgált közeg által okozott hozamváltozás mérésén alapszik (Oláh, et al., 2022; Tanaka, et al., 2023).

A müográfianak széles alkalmazási területei vannak: például vulkánok, piramisok és barlangrendszer belső szerkezetei is feltárhatók és vizsgálhatók. Továbbá ipari létesítmények belső szerkezetének feltérképezésére és monitorozására is alkalmas. A müonok mérése lehetőséget ad passzív és roncsolásmentes vizsgálatra akár távolabbról is (Oláh, et al., 2022; Tanaka, et al., 2023).

A felszíni müonfluxus nagyságrendileg körülbelül száz részecske négyzetméterenként másodpercenként. Ez azt jelenti, hogy a tenyerünkön 1, míg a testünkön körülbelül 100 müon halad át másodpercenként, ami viszonylag alacsony érték a nagyenergiás fizikában megszokottakhoz képest. A müonfluxus a zenitszöggel hozzávetőlegesen $\cos^2 \theta$ függvény szerint csökken, a horizontális irányból érkezett müonok száma pedig több nagyságrenddel kisebb a függőleges irányból érkezőkhöz képest. A müográfiai mérések tervezésénél kritikus a detektorfelület, a felbontás, és a mérési idő optimalizálása (Oláh, et al., 2022; Tanaka, et al., 2023).

A müográfia számos területen alkalmazható: geológia képződmények és építmények (pl. vulkánok, hegyek, barlangrendszerek) belső szerkezetei feltárhatók és vizsgálhatók vele. Az épített szerkezetek (piramisok, gátak, alagutak stb.) feltárására és monitorozására is alkalmas ez az eljárás.

3.2. A müográfia fizikai alapjai

A müográfias eljárás alapja a kozmikus müonrészecskék fluxusának mérése a vizsgált objektumon történő áthaladásuk után. A müonok abszorpciójának és szóródásának mértéke függ az áthatolt anyag sűrűségétől és vastagságától, így a vastagság vagy sűrűség

rekonstruálható a mért hozamból a másik mennyiség ismeretében (Oláh, et al., 2022; Tanaka, et al., 2023).

A müon képalkotás két főbb mérési módszere a részecskék elnyelődésének és szóródásának mérésén alapul (Oláh, et al., 2022; Tanaka, et al., 2023). Az előbbi eljárásban a detektor a beérkezett müonok számát méri különböző irányokból. Ha sűrűbb anyag van a detektor előtt, akkor több müont nyel el, és így kevesebb részecske jut át az adott mérendő tárgyon a detektorba. Ha kevésbé sűrűbb anyag van, akkor több részecske jut át rajta. Ez a technika alkalmas nagyobb földtani alakzatok, például az ofiolitok szerkezetének vizsgálatára. A szórt müonográfia a müonok atommagokon történő Coulomb-szóródásának mérésén alapul. A nagyobb rendszámú anyagok (pl. ólom) erősebben szórják a müonokat mint a kisebb rendszámú anyagok (pl. alumínium). Az eljárás olyan tárgyak belső struktúrájának vizsgálatára fejlesztették ki, amelyek körülvehetők egy detektorrendszerrel. Az ofiolitok vizsgálatára a müonok elnyelődésén alapuló müonográfias mérési eljárást alkalmazzuk.

A müon képalkotáshoz kulcsfontosságú a detektor méretének, felbontásának és a mérési idő optimalizálása (Oláh, et al., 2022). Nagy méretű objektumokon történő áthaladás után jelentősen lecsökken a fluxus, melynek mérésére nagyobb méretű detektorok szükségesek. Egy további fontos szempont a háttérzaj elnyomása vagy eliminálása a releváns, hasznos müonjelhez képest. Ez a háttérzaj többnyire alacsony energiájú részecskékből áll. Ezek elnyelésére és szórására nagy sűrűségű anyagból (vasból vagy ólomból) készült lemezeket helyeznek el a müonográfiai detektorokban. A megbízható és precíz üzemeléshez magas detektálási határfokkal működő detektorok szükségesek, amelyek stabilan működnek kültéri környezetben, hosszú időn keresztül tartó mérések esetében (Oláh, et al., 2022; Tanaka, et al., 2023).

3.3. Müon detektálás gáztöltésű detektorok

A gáztöltésű detektorok a müonográfiai mérések egyik jól használható eszközei, mivel lehetővé teszik a nagy felületű, hosszú mérési idővel rendelkező detektorrendszerek megvalósítását (Varga, et al., 2016).

Működésük alapelve, hogy az áthaladó részecske ionizálja a detektorban lévő gázt, ezáltal elektromos jelet kelt. Az ionizáció során keletkező elektronok és ionok elektromos tér hatására gyorsulva mozognak, további ütközéseket hoznak létre a gázatomokkal, és a

kialakított térben lavinaszerű töltéssokszorozódás jön létre, amely mérhető elektromos jelet (kb. néhány ezer elektront) eredményez (Varga, et al., 2016).

3.3.1. A Sokszálas Proporcionális Kamra (MWPC)

A kutatásra használt MWPC egy, a müográfiára optimalizált többszálas proporcionális kamra (MWPC) továbbfejlesztett változatán alapul. A detektorkamrák két katódlmez között elhelyezkedő, gázzal töltött térből állnak, amelyekben nagyfeszültségre k (kb. 1700 V-ra) kapcsolt, két egymásra merőlegesen elhelyezkedő szálsík található. A felső szálsíkban 100 mikrométer átmérőjű rézszálak formálják az elektromos teret, és 20-25 mikrométer átmérőjű, aranyozott wolframszálak gyűjtik össze az elektronokat. Azonos típusú szálak, felváltva 12 mm távolságra helyezkednek el egymástól. Az alsó szálsíkban a rézszálak vannak egymástól úgyszintén 12 mm távolságra helyezkednek el, és ezek adják a felső szálsíkra merőleges helyinformációt. A detektorban környezetbarát $Ar - CO_2$ (tipikusan 80:20 arányú) ipari gázkeveréket alkalmazunk jelek keltésére (Varga, et al., 2016).

Az MWPC detektorok szegmentációja mindkét irányban 12 mm. A 80 cm \times 80 cm-es méretű detektor mindkét dimenzióban 64-64 szálszegmens található. A szálakon keletkező jeleket front-end kártyák erősítik és diszkriminálják, azaz minden szálról 2 bites információt adnak. A több kamrás detektorból a jelek kiolvasását legalább három kamra együttes megszólalása indítja (triggereli), és a folyamat ideje kb. 100 mikroszekundum, amely idő alatt a detektor nem triggerel (Varga, et al., 2016).

4. Samail-ofiolit Müográfiás mérésének és az adatok bemutatása

4.1. A mérés célja

A mérés hosszú távú célja a müográfiás adatok együttes elemzése az ofiolitokból származó fúrési adatokkal, valamint a Csendes-óceáni-lemez szeizmikus adataival (IODP M2M javaslat célterülete) (Umino, et al., 2003), hogy feltárjuk és jobban megértsük a litológiai szerkezetet és a Moho kialakulásának lehetséges folyamatait a gyors szétterjedésű középóceáni hátságoknál. További cél a geológiai szerkezetek és az óceáni kéreg-köpeny határ sűrűségi szerkezete közötti kapcsolat feltárása a müográfiás és geológiai adatok integrálásával.

Ezek hozzájárulhatnak a szerkezetváltozások megértéséhez a paleohátság-szegmens mentén, valamint ahhoz, hogy ezek hogyan és miért különböznek (Oláh, et al., 2024; Umino, n.d.).

4.2. Elsődleges mérési terület

A mérés a feljebb bemutatott Samail-ofiolit területén zajlott. Ezen a területen elhelyezkedő paleohátság-szegmens középső részén a Wadi Fizh volt az első mérési pont, amely az alsó kéreg és a felső köpeny közötti átmeneti zónát képezi (lásd 7. ábra) (Oláh, et al., 2024; Oláh, et al., 2025). A mérés telepítése és üzemeltetése, adatok felvétele nem volt diplomamunkám része. Munkám az itt mért adatok elemzésére koncentrált.



7. ábra A Moho átmeneti zóna a gabbrok és a peridotitok között helyezkedik el a Wadi Fizh területén (Oláh, et al., 2025).

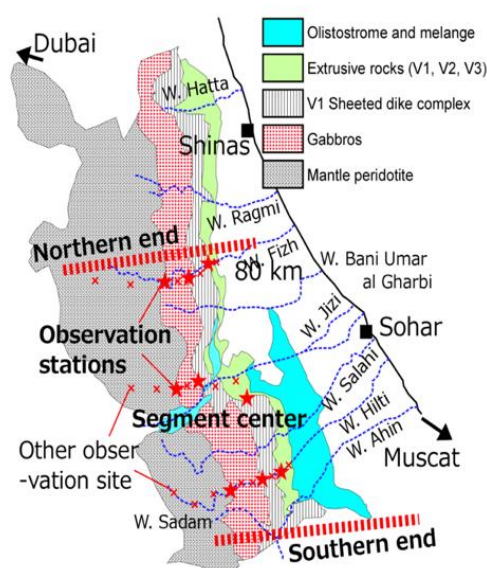
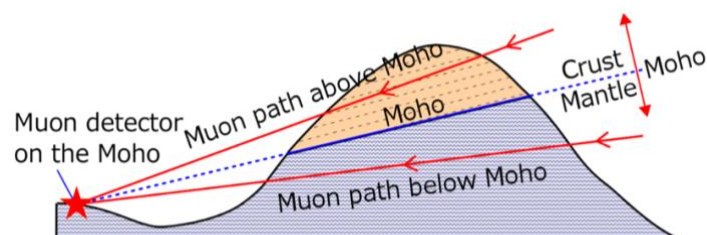
A helyszínt a geológiai jelentősége, valamint technikai szempontok alapján választották. Többek között fontos szempont volt a gépjárművel való megközelíthetőség, az elektromos áram elérhetősége, valamint a több száz méter vastag közettömeg, amely müográfiai módszerekkel jól mérhető. Nem utolsósorban fontos tényező volt, hogy a célpont mögött nincs takaró gerinc (obstructing ridge) (Oláh, et al., 2025).

4.3. A detektorrendszer

A mérési területre egy Multi-Wire Proportional Chamber (MWPC) alapú Müográfiai Megfigyelőrendszert (MMOS) telepítettek egy műanyag kunyhóban, amely 24,45655 fok északi szélességen, 56,29703 fok keleti hosszúságon, 467 tengerszint feletti magasságon

helyezkedik el, körülbelül 400 m távolságra az ofiolittól (lásd 8. ábra) (Oláh, et al., 2024; Umino, n.d.).

Az MMOS-t 298 fokos azimutirányba tájolták északhoz képest, hogy a Moho-régiót a detektor maximális akceptanciájával (effektív felületével) lehessen megfigyelni (lásd 8. ábra). A rendszert nem lehetett közelebb tenni az ofiolithoz, mivel a mérési pont tövében egy folyómeder található, amely áradásveszélyt jelent (Oláh, et al., 2024; Oláh, et al., 2025).



8. ábra. A felső ábra egy sematikus rajz a müográfias megfigyelési rendszerről a Moho határánál. Az alsó ábra a paleo-hátságsgzemens és a müográfias megfigyelési helyszín elhelyezkedése, amely az Ománi ofiolit északi területén található (Oláh, et al., 2024; Umino, n.d.).

Ez a rendszer hét darab MWPC-ből épül fel, amelyek mindegyike $80\text{ cm} \times 80\text{ cm}$ felületű és 2 cm vastagságú, valamint két ólomfalból, amelyek szintén $80\text{ cm} \times 80\text{ cm}$ felületűek és egyenként 2 cm vastagságúak. Ezek 150 cm hossz mentén helyezkednek el, ahogyan azt a 9. ábra szemlélteti (Oláh, et al., 2025).

Az MMOS-rendszerben mikroszámítógép-alapú detektorvezérlő és adatgyűjtő (DAQ) rendszer működik. Az adatgyűjtés eseményenként történik, és minden esemény tartalmaz

időbélyeget, az előző esemény óta eltelt időt mikroszekundumban, a MWPC-k találatait, analógjel-amplitúdókat, triggerbiteket, hőmérséklet-, páratartalom-, nyomás értékeket (THP), valamint nagyfeszültség-adatokat. Az adatgyűjtést a MWPC-hármas egybeesése indítja, vagyis amikor legalább három MWPC ugyanabban az időpillanatban detektálja a részecskét (Oláh, et al., 2025).



9. ábra. A kép a müográfiás detektorrendszert tartalmazza, a gázrendszerével és az energiaellátó rendszerével együtt. (Oláh, et al., 2025)

Az ólomlemezek célja az alacsony impulzusú müonok és egyéb töltött részecskék elnyelése és eltérítése, amelyek az ofiolitok irányából érkeznek, de nem haladnak át rajta. Ezek a részecskék az ólomban Coulomb-szóródás miatt eltérülnek. Ezáltal kevésbé egyenes a pálya a követőrendszerben, és az illesztett egyenes jóságára vonatkozó vágásokkal kiszűrhetők az elemzés során (Oláh, et al., 2025).

A detektor telepítése és üzembe helyezése 2024 február 25-27. között történt. A gázellátást egy 40 literes gázpalack biztosította, amely 140 bar nyomásra volt töltve. Ez 2-3 liter/óra áramlási sebesség mellett 3-4 hónapos folyamatos működést tesz lehetővé (Oláh, et al., 2025). A gázpalackok cseréjét és az adatok letöltését az Ománi Energia- és Ásványügyi Minisztérium (Ministry of Energy and Minerals, MEM) munkatársai végezték el a mérés során.

4.4. A detektorból kiolvasott adatok struktúrája

A detektor hét rétegből áll, rétegenként 64×64 sávval, 12 mm-es pitchel, amelyek a következő távolságokra helyezkednek el az ofiolithoz közelebbi első kamrához képest: [0, 125, 600, 744, 890, 1397, 1551] mm. A detektoron áthaladó részecskék minden rétegben X és Y irányú sávokban (strips per layer) hagynak beütést (hits) és ezeket az adatgyűjtő rendszer tárolja. A program végigiterál az adatokon, a találatokat rétegekhez és koordinátákhoz rendeli, majd ezekből hét darab, 64 elemű tömböt hoz létre.

Az adatgyűjtő rendszer a kapott nyers adatokat „.ebe” kiterjesztésű fájllokba írja ki. Minden fájl egymillió eseményt tartalmaz, tulajdonképpen minden, a fájlban található sornak egy-egy esemény felel meg. A 10. ábrán az első oszlop az esemény számát jelzi, a második (T) az esemény pontos idejét mutatja, az utolsó oszlop pedig a beütések számát és ezek pozícióját adja meg.

Esemény sorszám	Esemény pontos ideje	Beütések minden kamrára
0	T 2024-02-27_17:08:02	Ch 0 0 3 33 34 35 3 59 60 61 3 45 46 47 3 23 24 25 4 48 49 50 51 3 12
1	T 2024-02-27_17:08:02	Ch 3 37 38 39 3 6 7 8 3 40 41 42 3 12 13 14 2 53 54 2 33 34 3 56 57 5
2	T 2024-02-27_17:08:02	Ch 0 2 62 63 2 30 31 3 59 60 61 2 41 42 2 44 45 3 44 45 46 3 38 39 40
3	T 2024-02-27_17:08:02	Ch 0 0 0 0 3 13 14 15 2 18 19 3 14 15 16 3 24 25 26 2 15 16 2 31 32 3
4	T 2024-02-27_17:08:02	Ch 0 0 0 0 21 4 5 6 7 35 36 37 38 39 40 41 49 51 52 53 54 56 57 58 59
5	T 2024-02-27_17:08:02	Ch 0 0 0 0 0 2 55 56 2 62 63 2 55 56 2 57 58 2 54 55 2 37 38 2 53 5
6	T 2024-02-27_17:08:02	Ch 4 37 38 39 40 4 18 19 20 21 3 37 38 39 4 30 31 32 33 9 55 56 57 58
7	T 2024-02-27_17:08:02	Ch 0

Kamra 1
Kamra 2
Kamra 3
Kamra 4
Kamra 5
Kamra 6
Kamra 7

X és Y tengelyhez tartozó beütések száma

A beütések koordinátái

10. ábra. A mérési adatok „.ebe” kiterjesztésű fájl szerkezete, 7 kamrás mérés esetén.

5. Eredmények

Ebben a fejezetben bemutatom az általam Python nyelven írt program főbb eljárásait és alkalmazásuk eredményeit. Az adatrekonstrukció és elemzés eseményenkénti (event-by-event) eljárással történik (Oláh, et al., 2025). Ez az eljárás a részecsketalálatok klasztereinek (cluster) rekonstrukcióját végzi, majd kombinatorikus pályarekonstrukciót alkalmaz az optimálisan illeszkedő egyenesek paramétereinek meghatározására.

Az általam írt Python program a nyers eseményadatok feldolgozására szolgál, rekonstruálja a részecskepályákat a detektorrétegekben keletkező találatok klaszterezésével,

egyeneseket illeszt a pályakoordinátákra, kiszámítja a különböző minőségi mutatókat és szögeloszlású fluxustérképet készít a műonokra. Az elemzés kulcsfontosságú a kozmikus műonok képződés szempontjából lényeges szög szerinti eloszlásának megértéséhez és a detektor teljesítményének ellenőrzésére.

5.1. Részecskepálya rekonstrukció

A pálya (track) a műon útját jelenti a detektoron keresztül, amelyet 3D térben egy egyenessel közelítünk. A programban a részecske pályáját úgy rekonstruáltam, hogy rétegenként klasztereztem a találatokat (ionizációs centrumokat), majd egyenest illesztettem az $X(Z)$ –és $Y(Z)$ –koordinátákra. Ennek eredményeként a pályákat vetületenként két meredekség- (m_x, m_y) és két tengelymetszet- paraméterrel (b_x, b_y) tudtam rekonstruálni (lásd 1. képlet). A meredekségek megfelelnek a pálya irányszögei tangenseinek: $\tan \theta_x$ és $\tan \theta_y$.

A következő alfejezetekben részletesen bemutatom a felfebb említett lépéseket és azok jelentőségét.

5.1.1. Események válogatása, klaszterkeresés

Az adatfeldolgozás alapja a „jó” események kiválogatása annak érdekében, hogy a kamrák digitális jeleit ki tudjam értékelni. A klaszterezés célja, hogy minden kamrában meghatározza a fő találati csoportot, és ezzel becslést adjon a műon áthaladás tényleges helyzetére. Ez alapvető a pontos egyenesillesztéshez és a zajból eredő hamis pályák minimalizálásához.

Egy klaszter kereső függvényt írtam, amelyhez a DBSCAN (Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise) algoritmust használtam a detektált találatok csoportosítására. Erre azért van szükség, mert a sávdetektorokban (strip detectors) egyetlen műon több szomszédos sávot (strips) is aktiválhat (triggerelhet) a töltésszóródás, az elektronikus zaj vagy az ionizációs eloszlás miatt. Ha a nyers adatokat közvetlenül használnám, az torzított vagy bizonytalan pályarekonstrukcióhoz vezetne, mivel a beütések pozíciói nem egyértelműek.

A DBSCAN előnye, hogy nem feltételezi előre a klaszterek számát, ellentétben a k-means módszerrel, és jól kezeli a zajt. A csoportosítás a pontok sűrűsége alapján működik, vagyis akkor van „magpont” vagy centrum, ha legalább a megadott minimális (ebben az

esetben kettő) számú szomszédja van, és ezek megadott távolságon belül helyezkednek el. A klaszterek ezekből a pontokból tevődnek össze, míg a nem klaszterbe tartozó, de ugyanazon kamrába található pontok zajnak minősülnek.

A valid eseményeknél a rendszer pontosan egy klasztert enged meg kamránként, hogy minél jobban ki lehessen szűrni a zajt. Ha egy kamrán több klaszter is van, az érvénytelennek minősül, hogy elkerüljem a hibás pályarekonstrukciót. Ez a megközelítés a magas tisztaságú rekonstrukciót helyezi előtérben a darabszám növelésével szemben, így kevesebb „jó” esemény lesz, de pontosabb adatfeldolgozást biztosít.

5.1.2. Egyenes illesztés

Az egyenes illesztés azért szükséges, mivel a müonok közel egyenes vonalban haladnak át a detektoron. A pályarekonstrukciójához és a fizikai információk kiértékeléséhez két paraméterre van szükség: a meredekség (m_x, m_y) és a tengelymetszet (b_x, b_y) . Ezek segítségével a következőképpen határoztam meg a $X(Z)$ – és $Y(Z)$ – szerinti pályákat:

$$X(Z) = m_x \cdot Z + b_x \quad (1)$$

$$Y(Z) = m_y \cdot Z + b_y \quad (2)$$

Ahol a meredekség és a tengelymetszet kiszámolásához a legkisebb négyzetek módszerét alkalmaztam. Az ehhez szükséges képletek a következők:

$$m = \frac{(\sum x \cdot \sum y - n \cdot \sum xy)}{\text{denom}} \quad (3)$$

$$b = \frac{(\sum x^2 \cdot \sum y - \sum xy \cdot \sum x)}{\text{denom}} \quad (4)$$

A *denom* a nevező, amelyet a következőképpen kell kiszámolni:

$$\text{denom} = \left(\sum x\right)^2 - n \cdot \left(\sum x\right)^2 \quad (5)$$

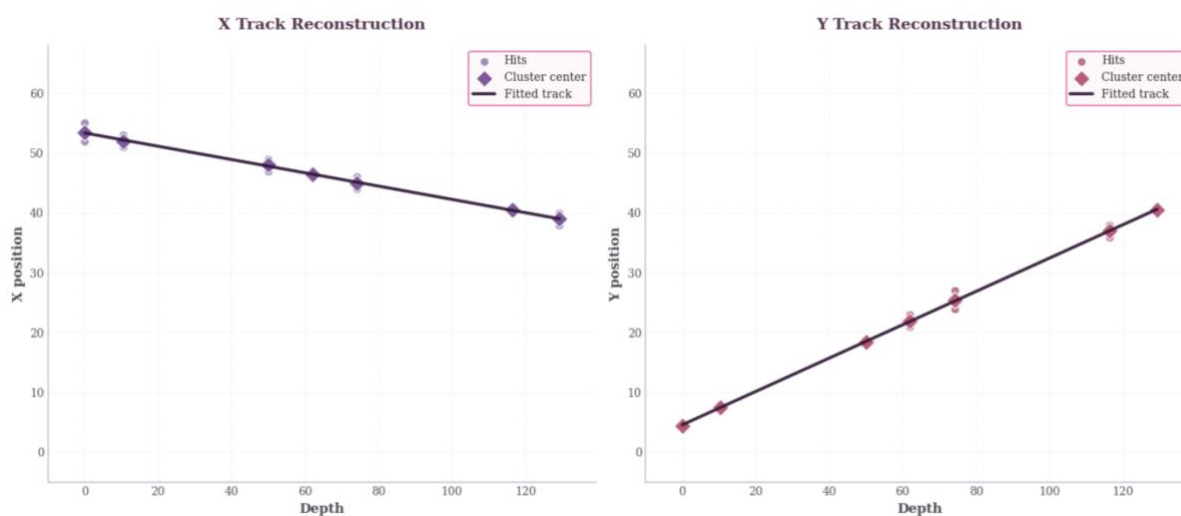
A legkisebb négyzetek módszerének alkalmazása matematikailag optimálissá teszi az illesztést (Gauss-eloszlás esetén). A meredekség a pálya irányát adja meg. Részecskefizikában a meredekség megegyezik a zenitszög tangensével ($\tan \theta$). Ez azért fontos, mivel a trackek szögeloszlás alapján vannak kategorizálva, így nagy meredekséggel rendelkező pályák közel

függőlegesek lesznek, míg a kis meredekséggel rendelkezők közel vízszintesek. A meredekség számítás teszi lehetővé a fluxus kiszámolását is, mely arányos a $\cos^2 \theta$ -val.

A tengelymetszet a pálya pozícióját adja meg a detektor referenciasíkjában. Ez tulajdonképpen megmondja, hol metszené a pálya a belépősíkot, és lehetővé teszi a pozíciók becslését tetszőleges mélységben.

Együtt, a (m, b) pár leír egy 2D egyenes pályát, így megadva a teljes trackrekonstrukciójához szükséges információkat.

A számított klaszterek alapján illesztettem az egyenesvonalú pályákat a detektorsíkjában mért pontokra. Ahhoz, hogy a legjobban ki tudjam szűrni a zaj hatását, és precíz kiértékelést tudjak megvalósítani, csak a detektorrendszer mind a hét kamráján áthaladó eseményekre koncentráltam. Így a trackjeim, a klaszterközpontokra illesztett egyenesek hét pontból álltak, amit a 11. ábra szemléltet. Ez az eljárás nagyon sok eseményt kiszűrt, a milliós adatok körülbelül felét tartva meg. A következőkben további, kisenergiás zajjal terhelt események kiszűrésére használt módszereket mutatok be.



11. ábra. Az X és Y síkban rekonstruált műonpályák, melyek az összes kamrán áthaladó műonokat veszi figyelembe, a pálya a klaszter középpontokra való illesztése által, detektor egységben.

5.2. Kalibráció és analízis

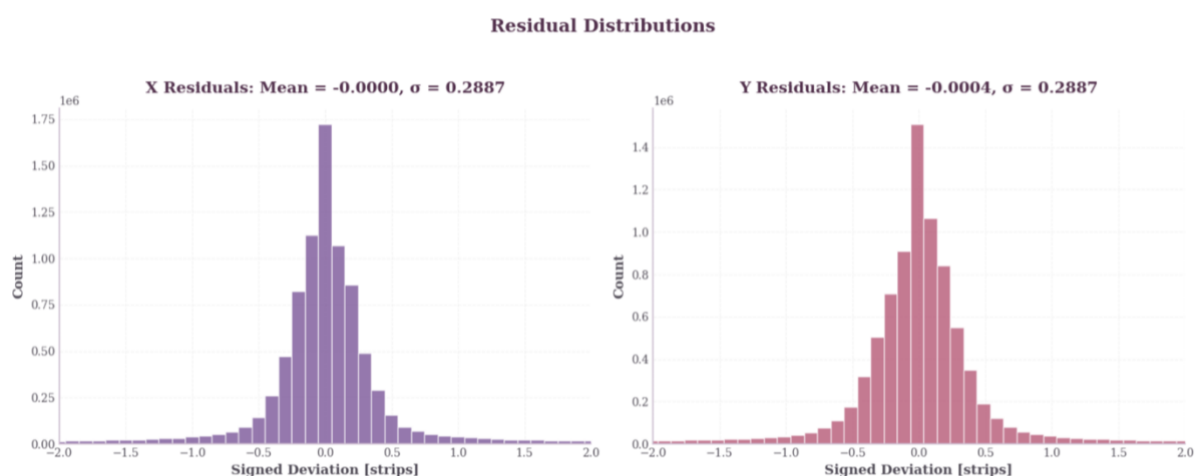
A feljebb bemutatott illesztés után, ahhoz, hogy megbizonyosodjak arról, hogy ezek a modellezett pályák a valósághoz legközelebbi értékeket adják vissza, további szűrésre és analízisre volt szükséges az adatok finomítása érdekében.

5.2.1. Detektorigazítása és helyfelbontás-számítás

A reziduálok, azaz a rekonstruált klasztercentrum és az illesztett egyenes extrapolált koordinátájának különbsége, a pozíciófelbontást jellemzi, vagyis azt, hogy mennyire bizonytalanok a mért találati pozíciók. Az eloszlásuk szórása a detektor teljesítményét méri, és ellenőrzi a következő fejezetben bemutatott khi-négyzet-analízisben feltételezett szórás helyességét. Ezek tulajdonképpen megmutatják, hogy mennyire jól írja le az illesztett egyenes a mért adatokat.

A reziduálok a mért és a modell által kiszámított értékek különbségei, és súlyozott átlaggal számoltam a szórást, melynek értéke 0,2887 detektor egységben. Ezek eloszlása információt ad a detektor térbeli felbontásáról, ami azért fontos, mert egy jól kalibrált detektornál a reziduálok eloszlásának Gauss-eloszlást kell követnie, s ennek szórása meg kell egyeznie a detektor felbontásának megfelelő szórással.

Ennek számítása azért volt fontos számomra, hogy lássam a kiválasztott klaszterezési módszerem eredményességét és az, hogy hány pontosnak választottam ki a tracket, mennyire egyezik meg a valósággal. A 12. ábrában látszik, hogy az X és Y tengelyre vett egyenesek



12. ábra. Az X és Y síkban számolt residuálok Gauss-eloszlása detektor egységben.

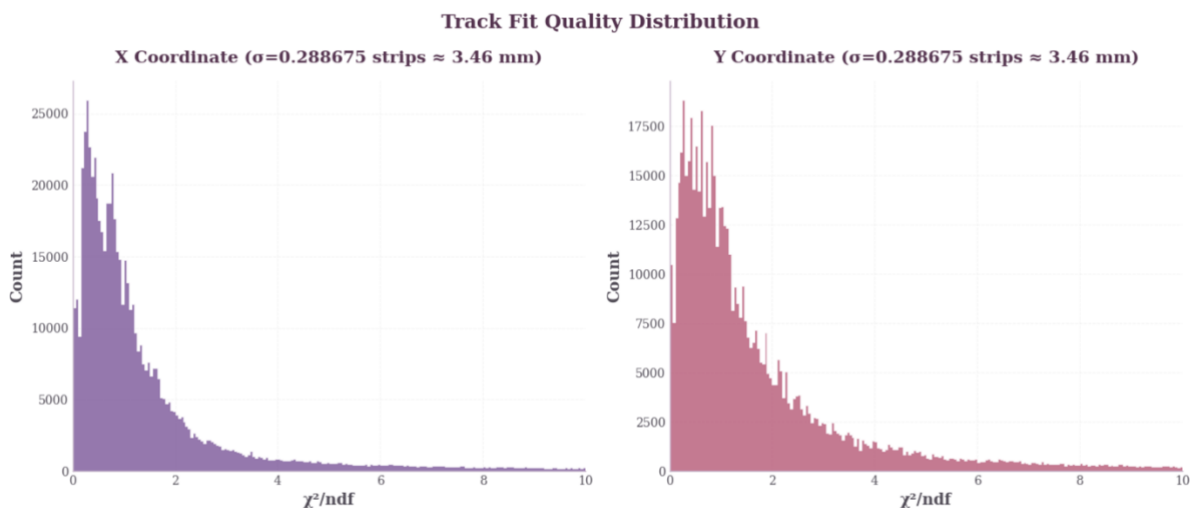
reziduáljai (azok hisztogramjai) Gauss-eloszlásúak, és a csúcs a várakozásnak megfelelően a nulla érték közelében van.

5.2.2. Khi-négyzet-analízis

Az eddig megtartott események pályarekonstrukciójára χ^2 – próba elvégzésével lehet a legjobban megbizonyosodni arról, hogy az kis energiájú részecskéket sikerült kiszűrni (homogenitás vizsgálat). A próba lényege, hogy minden trackhez tartozik egy olyan szám, amely megadja az illesztés minőségét, így könnyen el lehet távolítani a nem megfelelő eseményeket. A módszer előnye, hogy optimális becslést ad az előző fejezetben említett Gauss-eloszlású mérési hibák esetén, mivel a khi-négyzet eloszlás a Gauss-eloszlásból származtatható.

A χ^2 -et úgy számoltam ki, hogy vettem a négyzetes reziduálok összegét, és a szabadsági fokok számával normáltam.

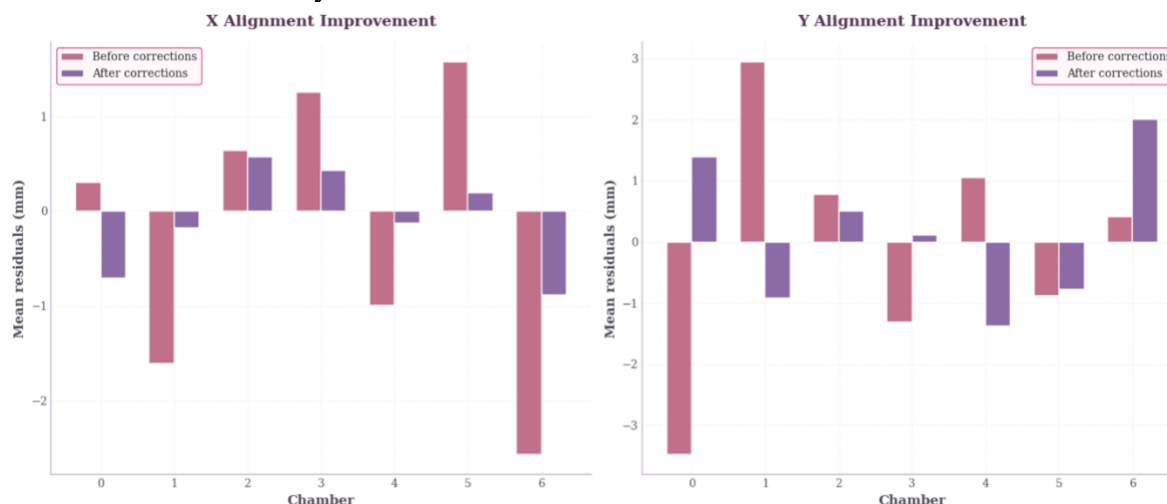
Az illesztés minősége a χ^2/ndf értékkel jellemezhető, ahol $ndf = N - 2$ a szabadsági fokok száma, amely ebben az esetben 5 (a kamrák száma mínusz kettő). Ideális esetben ez az érték 1 körüli, amiből arra lehet következtetni, hogy a modell jól írja le az adatokat. A nagy χ^2/ndf értékek hibás rekonstrukcióra vagy zajra utalnak, így ezeket az eseményeket kiszűrtem a további analízisből. Ezeknek az eseményeknek a χ^2/ndf szerinti eloszlását a 12. ábra szemlélteti:



12. ábra. X és Y síkra számított khi négyzet eloszlás az ndf vágás után.

5.2.3. Eredmények

Az elvégzett szűrések és analízisek után a munkám során feldolgozott események száma 11 millió volt, amelyből a szűrés során 752 157 eseményt tartottam meg. Ebben az alfejezetben be szeretném mutatni, hogy milyen jelentőséggel bírnak ezek a folyamatok a nyers adatok feldolgozásában. A következő ábra illusztrálja a korrekció előtti és utáni események modellezését. Jól látható, hogy a szűrések mekkora hatással voltak mind a két irányba vett adatokra. A 13. ábrán az látható, hogy a szűrések előtt sok volt a kiugróan nagy adat és a kamrák közötti eltérések, valamint az, hogy ezen korrekciók következtében az átlagok hasonló értékeket mutatva jól igazodnak a kívánt eredményhez, melyet az alacsony értékek reprezentálnak. Ez azért fontos, mivel minden detektornál felmerülhetnek szisztematikus hibák, amelyek befolyásolhatják a klaszterrekonstrukciót, a pályarekonstrukciót, valamint az ezekből leszűrt eredményeket.



13. ábra. X és Y síkban vett korrekciók előtti és utáni átlagos eltérés ábra, rózsaszínnel jelölve a korrekciók előtti adatokat és lila színnel jelölve a korrekciók utáni adatokat a 7 kamra mentén.

5.3. Müion fluxus számítás

A müionfluxus meghatározza, hogy egy adott felületre, adott térszögből és adott idő alatt hány müion érkezik. Ez kulcsfontosságú az elsődleges sűrűséganomáliák meghatározásához a Samail-ofiolitban. A fluxus különböző értékeiből következtetni lehet a kőzetek vastagságára és sűrűségére.

A fluxus kiszámításá a következő képleten alapszik:

$$\Phi = \frac{N}{A \cdot \Omega \cdot t} \quad (6)$$

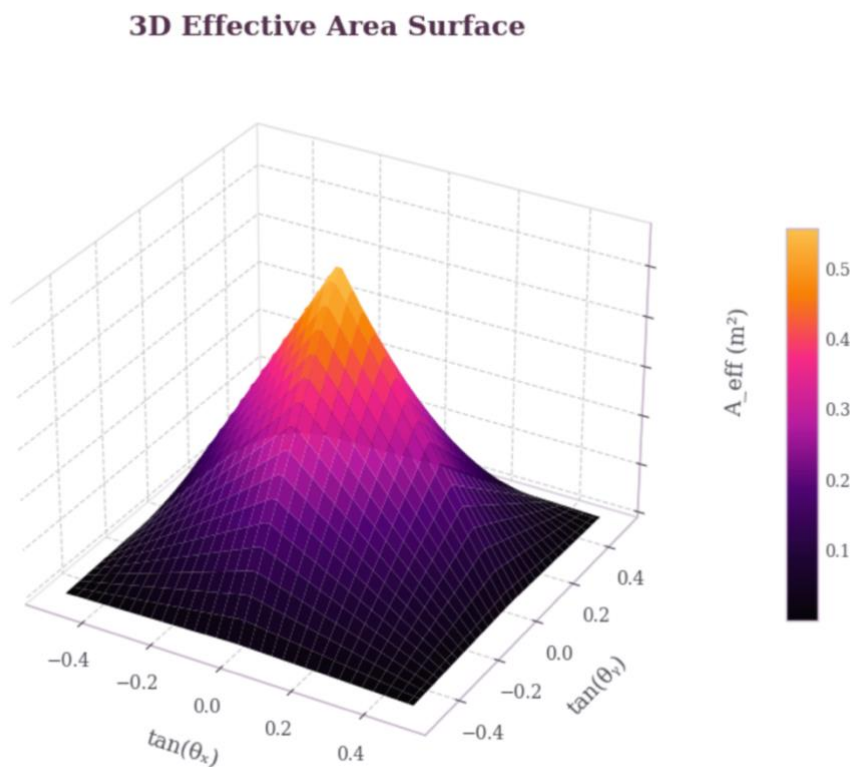
Ahol N a detektált események száma, A az effektív detektorfelület, Ω a térszög, t pedig a detektor mérési ideje. Fontos megemlítenem, hogy csak olyan eseményeket használtam fel, amelyek $X^2/ndf < 2$ kritériumnak feleltek meg.

Az általam írt program a trackeket meredekségük alapján bineli ($\tan \theta_x$ és $\tan \theta_y$), mivel a fluxus a zenitszögtől (θ) függ, ezért szög szerinti felbontásban kell vizsgálni. A lineáris illesztésből kapott meredekségek, ahogy azt már feljebb ismertettem, közvetlenül a szögeket reprezentálják.

A következő alfejezetekben bemutatom a fluxus számításához szükséges felület és térszög kiszámítását, valamint ezek jelentőségét.

5.3.1. Effektív felület és térszög

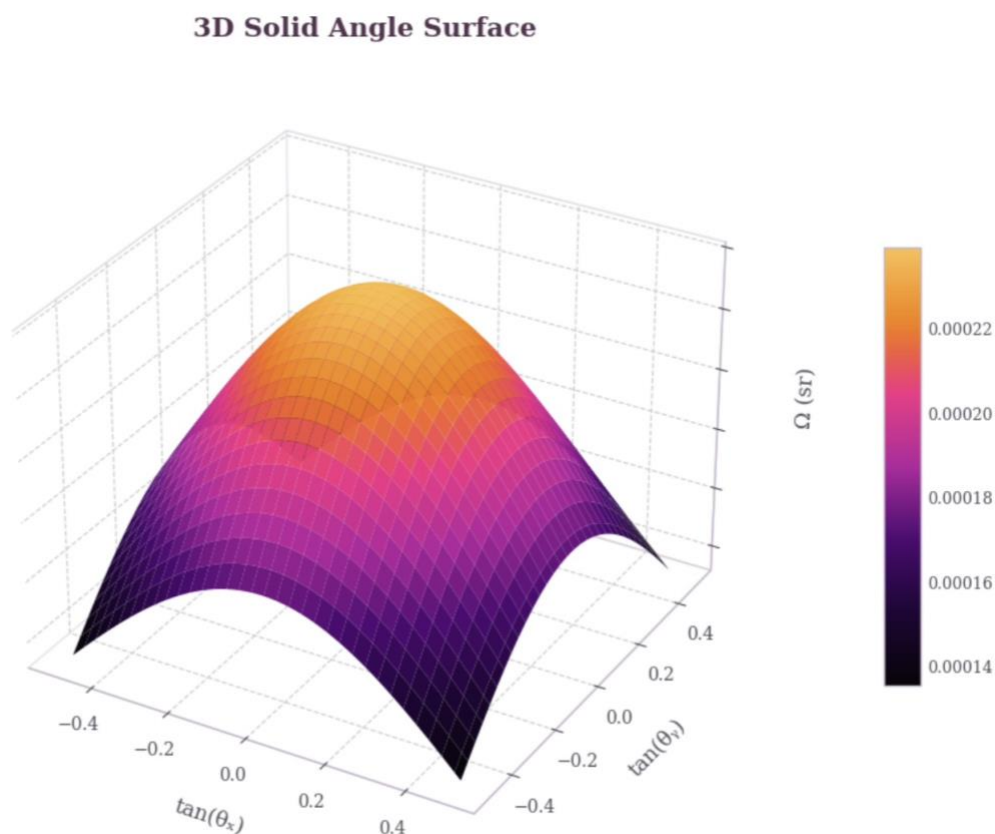
Az effektív felület kiszámítása azért fontos mert, a detektor nem minden szögből egyforma hatékonyságú. Mivel a müonok nem merőlegesen érkeznek a detektor felületére, ki kell számítani a „látszó felületet”. Ez tulajdonképpen egy geometriai korrekció a beesési szög figyelembevételével. Ezt a következő ábra szemlélteti, ahol egyértelműen látható, hogy a



14. ábra. Effektív felület ábrázolása négyzetméterben az azimut szerint.

detektor közepe felé nő az érték, vagyis itt a leghatékonyabb a detektor, és innen érkezik a legtöbb jónak minősített esemény.

A térszög megmutatja, hogy milyen irányban érkeznek be a részecskék, vagyis meghatározza a detektor „látószögét”. Ez a detektor közepén a legélesebb, és ahogy távolodunk egyre gyengébb, melyet a 15. Ábrán látható értékek is alátámasztanak.

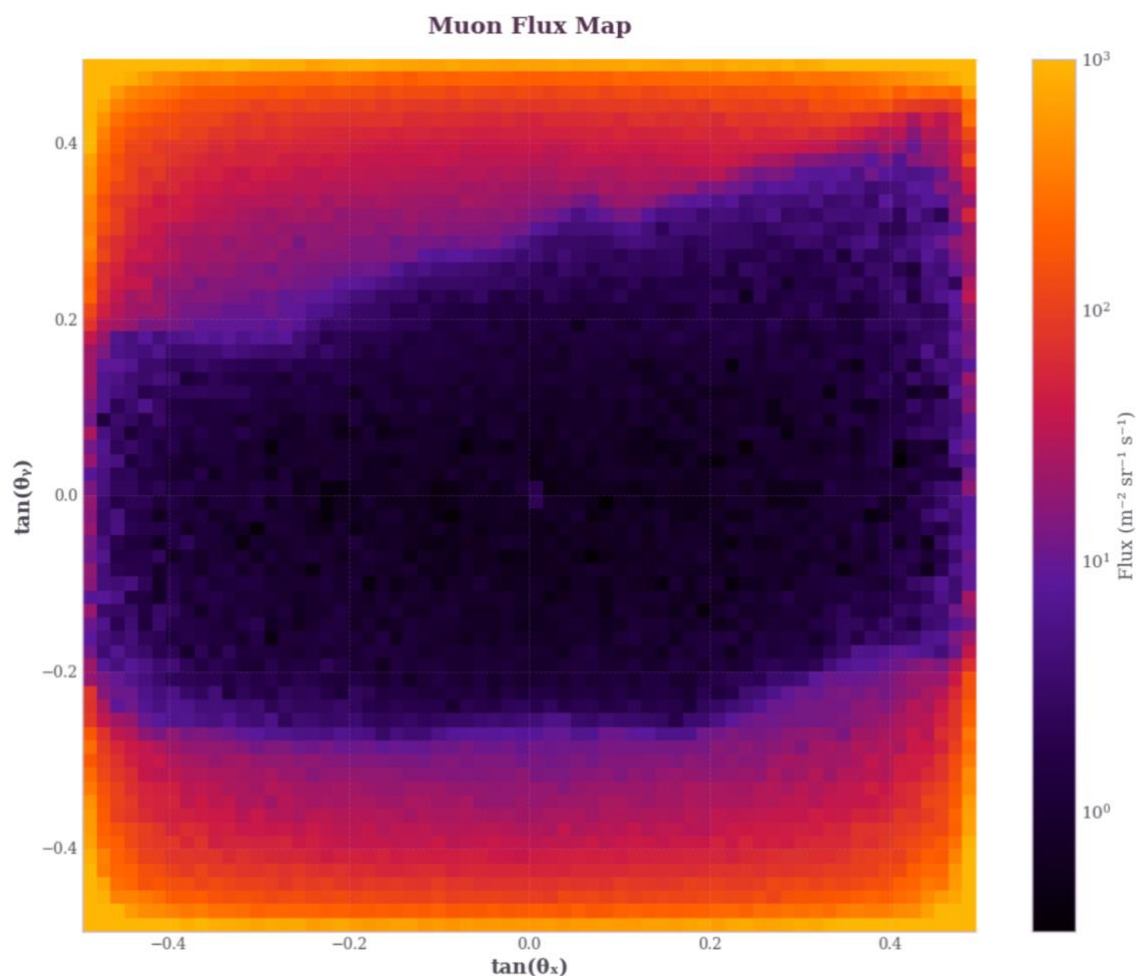


15. ábra. A térszög ábrázolása azimut szerint.

A felületet és a térszöget is a pályarekonstrukció során számított meredkségek alapján számítottam ki. Ezek együttese mutatja meg, hogy a detektor mennyire érzékeny adott irányból érkezett müonokra, ami jelentős a mérés megtervezéséhez és a kapott modell megértéséhez. A modell vizsgálatokor figyelembe kell venni, hogy a közepén található terület a legmegbízhatóbb, míg a széleken megjelenő esetleges anomáliák nem feltétlenül, vagy egyáltalán nem valóságűek.

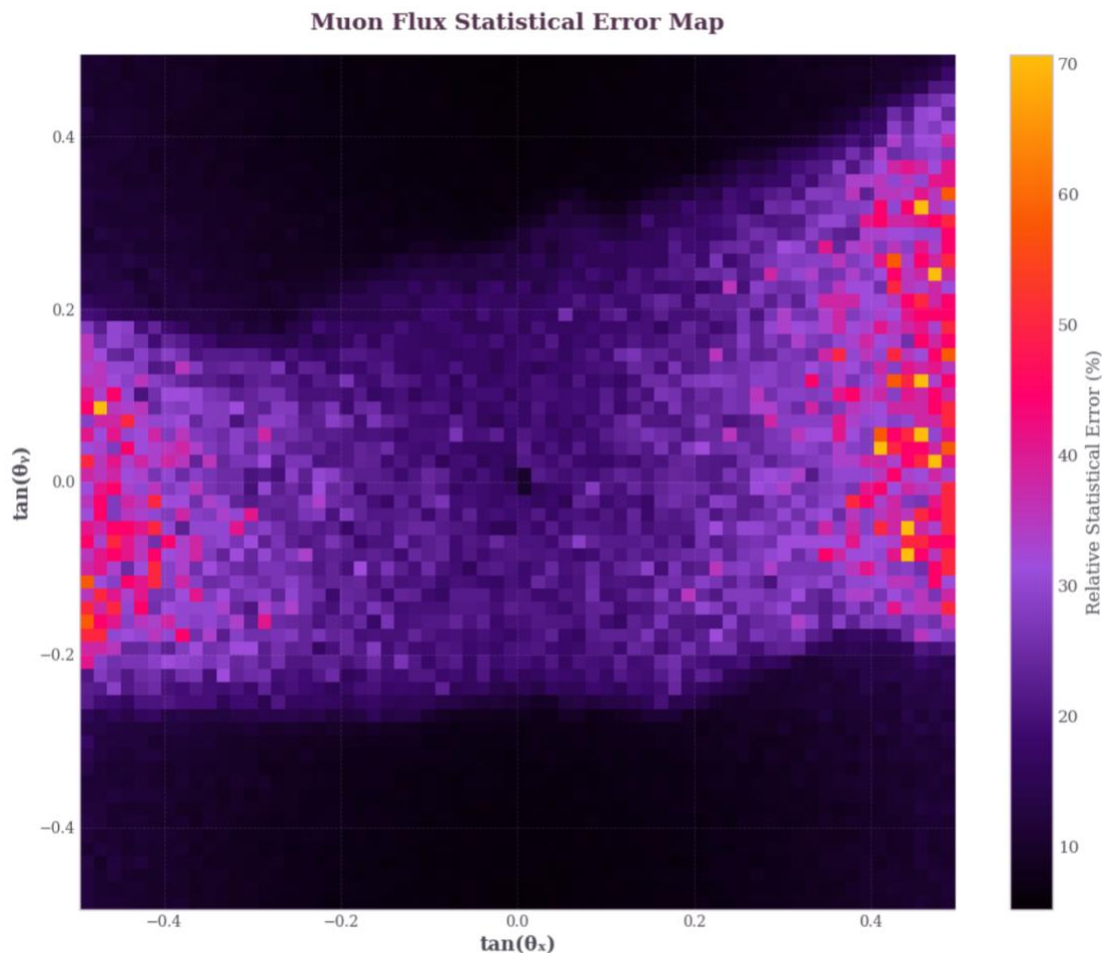
5.3.2. Müionfluxus-számolás

A korábban említett képlet, valamint a számított effekív felület és térszög alapján határoztam meg a fluxust. Ebből rekonstruáltam a 14. ábrán látható térképet, amely szemlélteti az ofiolit vetületi sűrűségeloszlását és a kezdetleges sűrűséganomáliákat. Itt látható, hogy az ofiolit tetején nagyobb sűrűségű kőzet található, míg lefele haladva ez fokozatosan csökken.



16. ábra. A müion fluxus ábrázolása a Samail ofiolitról függőleges és magassági pályarekonstrukció függvényében.

A fluxusszámítás statisztikai hibája a beütésszám statisztikai hibájából számolható a (6) egyenlet alapján. A 18. ábra a relatív hibát mutatja, vagyis $\sigma_{rel} = \sqrt{N}/N$, ami azt jelenti, hogy a mért érték várhatóan körülbelül $\pm\sqrt{N}$ abszolút hibával ingadozik. Ez nagyjából 68%-os megbízhatóság tartománynak felel meg.



17. ábra. Müonfluxus számításához tartozó statisztikai hiba ábrája.

Következtetésképpen elmondható, hogy a müonfluxus-modell jól szemlélteti a hegy alakját, a különböző sűrűségű zónákat, demonstrálja a jó detektorfelbontást és a nagy átfedő területet. A kutatásom következő lépései közé tartozik a detektálási határfok meghatározása a fluxus precízebb méréséhez, valamint a sűrűség (ρ) kiszámítása, amely a belső eltérések és szerkezeti struktúrák feltárására fog szolgálni.

6. Diskusszió

A feljebb bemutatott eredmények alapján megállapítható, hogy a fejlesztett program alkalmas a müonok pályájának mérésére és a fluxus meghatározására. A szoftver továbbfejleszthető a sűrűségekonstrukciójához, amely már használható adatot fog szolgáltatni geológiai értelmezéshez. A müográfias mérési feldolgozás végeredménye egy, a teljes ofiolitot jellemző vetületi sűrűségeloszlás, melyből kiemelkednek az eltérő sűrűségű kőzetek. Ez alapján lehet majd következtetéseket levonni az ofiolit petrológiai struktúrájára, amelyet a 2.3.

fejezetben mutattam be, valamint meghatározni az ezek közötti átmenetet. Ahhoz, hogy ezeket a szoftver segítségével meg lehessen valósítani, szükség lesz a detektálási határfok számszerűsítésére, figyelembevételére, valamint a nyomkövető eljárás optimalizálására az előbbi korrekció minimalizálása céljából (pl. 6 pontos trackek figyelembevétele). Ezek a módosítások lehetőséget adnának pontosabb sűrűsrekonstrukcióra. Ugyanakkor a módszer hozzájárult a számított eredmények és a mért adatok közötti konzisztencia fenntartásához, ami elősegítette a különböző technikai folyamatok pontosabb megértését. Ennek következtében a munkám jelenlegi formájában elsősorban módszertani jelentőséggel rendelkezik, így a földtani értelmezés egyelőre korlátozott.

7. Összefoglalás

Az ofiolitkomplexumok nagyban hozzájárulnak a Moho-átmeneti zóna tanulmányozásához, mivel keletkezésük során lehetővé teszik annak a Föld felszínére való jutását. Ezek az óceáni kéreg szerkezeti analógiái, amelyeket felhasználtak a középóceáni hátságok folyamatainak, a köpeny szerkezetének és összetételének, és az óceánok paleontológiai fejlődésének, valamint az orogén övek tektonikai evolúciójának vizsgálatában. Ennek következtében tanulmányozásuk információt ad a különböző geodinamikai és geofizikai folyamatokról, amelyek a Föld belsejében zajlanak. A különböző geofizikai és geológiai módszerrel eddig nem tudtak a teljes méretskálára kiterjedő, egymással konzisztens eredményt felmutatni. A részecskefizikai alapokra épülő müografikus képalkotási módszer segíthet ezeket a korlátokat áthidalni, és hasznos kiegészítő információt nyújtani.

A müográfia egy olyan geofizikai kutatási módszer, mely a kozmikus müonok hozamváltozás mérésén alapszik, amely a kölcsönhatásban lévő kőzet okoz. A kozmikus müonok nagy áthatolóképességű részecskék, amelyek a Föld felső légkörében keletkeznek nagyenergiás elsődleges részecskékből. Átlagos energiájuk körülbelül 2 GeV, spektrumuk pedig több nagyságrendet lefed. A nagyenergiájú müonok, akár TeV energiával rendelkező müonok több száz méter vastag kőzeten is képesek áthaladni, miközben folyamatosan energiát veszítenek. A módszer alapja, hogy a müonok abszorpciója és szóródása függ az áthatolt anyag sűrűségétől és vastagságától: a sűrűbb anyag több részecskét nyel el, így kevesebb müon jut a detektorba, míg kisebb sűrűség esetén több részecske halad át. Ebből adódóan egy mérési folyamat több heten keresztül is tarthat. A müográfia alkalmas az ofiolitok szerkezetének

vizsgálatára. A müográfiai mérésekhez gyakran alkalmaznak gáztöltésű detektorokat, mivel ezek nagy felületű és hosszú mérési idejű rendszerek kialakítását teszik lehetővé.

A dolgozat során ezen kutatási ág keretein belül szándékoztam egy olyan programot fejleszteni mely elősegíti a Samail-ofiolit müografikus modellezését és az elsődleges információk kinyerését. A Samail-ofiolit az ománi ofiolitkomplexum része, és a Föld egyik legjobb állapotban fennmaradt óceáni litoszféra-szelvénye. Emiatt a gyors terjedésű óceáni hátságok és óceáni litoszféra szerkezetének egyik legfontosabb természetes analógiája. A müográfia a sűrűségkülönbségekre való érzékenysége miatt különösen alkalmas a terület vizsgálatára. Az ofiolit különböző kőzetszerkezeteinek sűrűsége változatos, mivel a magma-benyomulások/intruziók heterogén sűrűségeloszlást hoznak létre. A Samail-ofiolit területén a Wadi Fizh volt az első mérési pont, mely az alsó kéreg és a felső köpeny közötti átmeneti zónát képezi. A kutatás célja a litológiai szerkezet feltárása és a Moho kialakulásának lehetséges folyamatainak megértése a gyors terjedésű középóceáni hátságoknál. Emellett célként szerepelt a geológiai szerkezetek és az óceáni kéreg-köpeny határ sűrűségi szerkezete közötti kapcsolat feltárása a müográfiai és geológiai adatok összevetésével.

A felhasznált adatok a Wigner Fizikai Kutatócsoport által kifejlesztett detektor méréseiből származtak. Az alkalmazott rendszer egy Multi-Wire Proportional Chamber (MWPC) alapú Müográfiai Megfigyelőrendszer (MMOS), amely körülbelül 400 m távolságra helyezkedett el az ofiolittól. A MWPC gázalapú részecskedetektorok, amelyek zárt gázteret és huzalrendszereket használnak elektromos jel keltésére a töltött részecskék pályájának mérésére.

A fő cél, az adatok feldolgozása után a müonpálya rekonstrukciója volt, melyhez egy klaszterezési és egyenes illesztési algoritmust használtam. Ezt követően a detektor kalibrációjával kapcsolatos eljárás és a szűrési folyamatok következtek, majd végül a khi-négyzet-analízis, amely tovább finomította a kapott eredményeket. Ezek alapján számoltam ki a müonfluxust, mely szemlélteti az ofiolit topográfiáját, bizonyítja a detektor jó felbontóképességét és alkalmazhatóságát sűrűségmérésre. A bemutatott modellezési módszer hozzájárul a müografikus képalkotás geofizikai alkalmazásához.

Kitekintés

A szakdolgozat során kifejlesztett program megfelelő alapot biztosít a további müografikus modellezéshez. A következő lépés a program optimalizálása lesz, ezt követően pedig a sűrűségeloszlást meghatározó inverziós folyamatok kidolgozása. Ezáltal már konkrét földtani információkat nyerhetünk. További fejlesztési lehetőséget jelent a modell által használt pályarekonstrukciós paraméterek és a korrekciós eljárások pontosítása, valamint a kapott eredmények részletesebb statisztikai értelmezése, amely megbízhatóbbá teheti a levont következtetéseket. Emellett a módszer hozzájárulhat más, geofizikai kutatás keretén belül végzett müografikus mérésekhez is.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton köszönetemet szeretném kifejezni témavezetőmnek, dr. Oláh Lászlónak a dolgozatom elkészítéséhez és a program kifejlesztéséhez nyújtott kiváló elméleti és szakmai háttér biztosításáért, megteremtve a lehetőséget a programfejlesztési és tudományos tudásom kibővítéséért. Ugyanakkor, köszönetet szeretnék mondani belső konzulensemnek, dr. Balázs Lászlónak és a Wigner Fizikai Kutatócsoportnak a kutatásukba való csatlakozási lehetőségért.

Végezetül, hálával tartozom családom, barátom és barátaim kitartó támogatásáért és biztatásáért ezen tanulmányi ciklus alatt.

Ábrajegyzék

1. ábra. Az óceáni kéreg szeizmikus szerkezetei gyors (a) és lassú (b) terjedési sebesség esetén, ahol a bal oldali panel az átlagos sebesség-mélység függvényt mutatja; a középső panel a fiatal kéreg közettani értelmezése és a jobb oldali panel pedig az idős kéreg közettani értelmezését szemlélteti (Christeson, et al., 2019, p. 523).....5
2. ábra. A Samail ofiolit szegmensei láthatók Omán területéről. (a) Az óceáni kéreg általánosított belső szerkezete, (b) A kéreg értelmezése, valamint (c) a felső kéreg kőzeteinek feltárási képei ofiolitokból. Érdeemes hozzátenni, hogy a felső, középső és alsó fényképek rendre néhány tíz négyzetméteres, néhány négyzetméteres, illetve néhány négyzetdeciméteres felületeket szemléltetnek. (Karson, 2002)6
3. ábra. Bal oldalon egy oszlopos szelvény látható, mely egy általánosított szupraszubdukciós zónához tartozó ofiolit felső köpeny- és kéregstruktúráját ábrázolja. Jobb oldalon terepi fényképek láthatók, melyek betűjelei megegyeznek az a szelvényen látható egységekkel (Dilek & Furnes, 2014).9
4. ábra. A (A) CM-, (B, C) MOR- és (D) P-típusú ofiolitok óceáni litoszférája tektonikusan a lemenő, szubdukálódó lemezről a felső lemezre kerül szubdukció-akkréció révén. (E) A SSZ- és a (F) VA-típusú ofiolitok óceáni litoszférája mindig a szubdukciós rendszer felső lemezének része, de kollíziós folyamatok során a lebukó lemez oldalán kerül be a kontinentális peremekbe (Dilek & Furnes, 2014). 10
5. ábra. A felső rész az északi pólusra vetített ábra, amely a fanerozoikumi orogén övek globális eloszlását és különböző ofiolit-típusok példáit mutatja. Az alsó rész a különböző ofiolit-típusok példáit és időbeli eloszlásukat mutatják számmal és színnel jelölve (Dilek & Furnes, 2014). 11
6. ábra. A “Penrose-típusú” ofiolit, amely egy réteges tortaszerű pszeudo-rétegtant mutat, a Samail ofiolitról. A Moho határtfelületként van értelmezve a dunitok és a gabbrók között (Tamura, et al., 2022). 12
7. ábra A Moho átmeneti zóna a gabbrók és a peridotitok között helyezkedik el a Wadi Fizh területén (Oláh, et al., 2025). 17

8. ábra. A felső ábra egy sematikus rajz a müográfias megfigyelési rendszerről a Moho határánál. Az alsó ábra a paleo-hátságseizmens és a müográfias megfigyelési helyszín elhelyezkedése, amely az Ománi ofiolit északi területén található (Oláh, et al., 2024; Umino, n.d.).	18
9. ábra. A kép a müográfias detektorrendszert tartalmazza, a gázrendszerével és az energiaellátó rendszerével együtt. (Oláh, et al., 2025).	19
10. ábra. A mérési adatok “.ebe” kiterjesztésű fájl szerkezete, 7 kamrás mérés esetén.	20
11. ábra. Az X és Y síkban rekonstruált müonpályák, melyek az összes kamrán áthaladó müonokat veszi figyelembe, a pálya a klaszter középpontokra való illesztése által, detektor egységben.	23
12. ábra. Az X és Y síkban számolt residuálok Gauss-eloszlása detektor egységben.	24
13. ábra. X és Y síkban vett korrekciók előtti és utáni átlagos eltérés ábra, rózsaszínnel jelölve a korrekciók előtti adatokat és lila színnel jelölve a korrekciók utáni adatokat a 7 kamra mentén.	26
14. ábra. Effektív felület ábrázolása négyzetméterben az azimut szerint.	27
15. ábra. A térszög ábrázolása azimut szerint.	28
16. ábra. A müon fluxus ábrázolása a Samail ofiolitról függőleges és magassági pályarekonstrukció függvényében.	29
17. ábra. Müonfluxus számításához tartozó statisztikai hiba ábrája.	30

Irodalomjegyzék

Koppers, A. & Coggon, R., 2020. Exploring Earth by scientific ocean drilling. 2050 *Science Framework*.

Dietz, R., 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the seafloor. *Nature* 190, pp. 854-857.

Karson, J. A., 2002. Geologic Structure of the Uppermost Oceanic Crust Created at Fast-to Intermediate-Rate Spreading Centers. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, Issue 30, pp. 347-84.

Ohira, A. és mtsai., 2017. Structural variation of the oceanic Moho in the Pacific plate revealed by active-source seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 476. kötet, pp. 111-112.

Umino, S., Neelson, K. & Wood, B., 2003. Drilling to Earth's mantle. *Physics Today*, 66. kötet, pp. 36-41.

Dilek, Y. & Furnes, H., 2014. Ophiolites and Their Origins. *GeoScienceWorld Elements*, 10(2), pp. 93-100.

Searle, M. & Cox, J., 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *GSA Bulletin*, 111. kötet, pp. 114-122.

Boudier, F. & Nicolas, A., 1995. Nature of the Moho Transition Zone in the Oman Ophiolite. *Journal of Petrology*, 36(3), pp. 777-796.

Varga, D., Nyitrai, G., Hamar, G. & Oláh, L., 2016. High Efficiency Gaseous Tracking Detector for Cosmic Muon Radiography. *Advances in High Energy Physics*, pp. 1-11.

Oláh, L. és mtsai., 2024. Plans for Muography of Samail Ophiolite. *Journal of Advanced Instrumentation in Science*, 499. kötet.

Umino, S., dátum nélk. Muographic study of the oceanic crust-mantle structure of the Oman Ophiolite in 2022-2027.

Oláh, L., Tanaka, H. & Varga, D., 2022. Muography: Exploring Earth's Subsurface with Elementary Particles. *American Geophysical Union, Geophysical Monography Series* 270.

Tanaka, H. és mtsai., 2023. Muography. *Nature Review Methods Primers*, 3 (88).
<https://doi.org/10.1038/s43586-023-00270-7>

Oláh, L. és mtsai., 2022. Földtudományi kutatások és geotechnikai alkalmazások kozmikus müonok mérésével. *MAGYAR GEOFIZIKA*, 63(4), pp. 225-241.
https://real.mtak.hu/175341/1/Olah_2022_Muogr_MagyarGeoFiz.pdf

Oláh, L. és mtsai., 2025. First Muography of Samail Ophiolite at Wadi Fizh. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, 134(6), pp. 615-624. doi:10.5026/jgeography.134.615

Christeson, G., Goff, J. & Reece, R., 2019. Synthesis of oceanic crustal structure from two-dimensional seismic profiles. *Reviews of Geophysics*, 57. kötet, pp. 504-529.
<https://doi.org/10.1029/2019RG000641>

Tamura, Y. és mtsai., 2022. The nature of the Moho beneath fast-spreading centers: Evidence from the Pacific plate and Oman ophiolite. *Island Arc Wiley*, 31(1), pp. 1-17.
<https://doi.org/10.1111/iar.12460>

Abstract

Ophiolite complexes provide important information about the structure and evolution of the oceanic lithosphere. Exploration via muographic imaging provides a new approach to the investigation of the Samail-ophiolite. For my thesis, I used data collected at Wadi Fizh by the muography detector system developed by the Wigner Research Centre of Physics. To reconstruct and analyse this data, I developed a custom data-analysis program in the Python programming language. The program can be used for muon track reconstruction, offline calibration, and determining the directional distribution of muons. Using the software, I measured the muon flux while considering various physical and geometrical parameters. The resulting muon flux image reveals the shape of the mountain and demonstrates that muography enables large-area imaging of ophiolite structures with meter-scale resolution.

Melléklet - 5/2025. (XII.04.) számú dékáni utasítás

Nyilatkozat

Alulírott Szlovák Imola nyilatkozom, hogy a szakdolgozatom/diplomamunkám¹ elkészítésénél az alábbiak szerint használtam MI eszköz(öke)t.

Részfeladat	Felhasznált MI eszköz	Felhasználás helye	Megjegyzés (opcionális)
Python program írás	GitHub Copilot, Pycharm AI assistant	5. fejezet	A modellezéshez fejlesztett kód optimalizálására, mely átláthatóságát és futtatási gyorsaságát optimalizálta
Angol nyelvű szakirodalom alkalmankénti fordítása	ChatGPT	Teljes dolgozat	Különösen a geológiai és földtani kifejezések fordítására használtam
Helyesírás és nyelvtani hibák kiszűrése	ChatGPT	Teljes dolgozat	

A tételes listán felsoroltakon túl más feladatra nem használtam MI eszközt a szakdolgozatom/diplomamunkám¹ elkészítésekor.



VAGY

A szakdolgozatom/diplomamunkám elkészítésénél nem használtam MI eszközt.



Nyilatkozom, hogy az MI használatára vonatkozó 4/2025. (X. 28.) rektori utasítás tartalmát megismertem, a szakdolgozatom/diplomamunkám¹ elkészítésekor a rektori utasítás rendelkezéseit betartottam.

Budapest, 2026.05.09



aláírás