

**EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
FÖLDRAJZI- ÉS FÖLDTUDOMÁNYI INTÉZET
Természetföldrajzi tanszék**



**Madeira vulkanosztratigráfiai és geomorfológiai
viszonyai**

Német Anna

földtudományi alapszak

geográfus szakirány

Szakdolgozat

Témavezető:

Dr. Karátson Dávid

Budapest, 2013

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Földrajzi helyzet, általános jellemzők.....	4
3. Madeira vulkanosztratigráfiája.....	7
3.1. Sztratigráfiai egységek.....	7
3.2. Alsó Vulkáni Komplexum (CVI).....	10
3.2.1. Porto da Cruz egység (CVI1).....	10
3.2.2. Lameiros egység (CVI2).....	13
3.3. Középső Vulkáni Komplexum (CVM).....	16
3.3.1. Encumeada egység (CVM1).....	17
3.3.2. Penha d'Águia egység (CVM2).....	19
3.3.3. Curral das Freiras egység (CVM3).....	20
3.4. Felső Vulkáni Komplexum (CVS).....	22
3.4.1. Lombos egység (CVS1).....	22
3.4.2. Funchal egység (CVS2).....	25
3.4.3. A Lombos és Funchal egység nem felosztott részei (CVS1-2).....	29
3.5. Mélységi intrúziók (T).....	29
3.6. Telérek és telérrendszerek.....	29
3.7. Fiatal, nem vulkáni eredetű üledékes rétegek.....	31
3.7.1. Folyóvízi rétegek (a).....	31
3.7.2. Kolluviális törmelékletők (dv).....	31
3.7.3. Tengerparti homok és kavics (cap).....	32
3.7.4. Eolikus homokkövek (fosszilis dűnék) (ad).....	33
3.7.5. Glaciális és periglaciális üledékek (dgp).....	35
3.7.6. Lejtős tömegmozgásokhoz kapcsolódó üledékek (dm).....	35
3.7.7. Laharok által lerakott üledékek (la).....	36
4. Madeira általános geomorfológiai képe.....	38
4.1. Maçico Central hegység.....	39
4.2. Paúl da Serra fennsík.....	41
4.3. Szent-Lőrinc fok.....	41
5. Összefoglalás.....	43
6. Irodalomjegyzék.....	45
7. Nyilatkozat.....	51

1. Bevezetés

Alapszakos egyetemi tanulmányaim során volt szerencsém két szemesztert a Portói Tudományegyetem Természettudomány karán, geológus szakirányon tanulni egy európai ösztöndíj keretében (2011-2012-es tanév). A tanulmányi évem során látogatást tettem Madeira szigetére, ahol a kontinensről ismert paleozoós környezettől rendkívül eltérő geológiai és morfológiai közeg vett körül. Hazaérkezésem után konzulensem, Dr. Karátson Dávid tanácsára, továbbá a sziget iránti érdeklődésemből kiindulva határoztam el, hogy Madeira szigetének rétegtanáról, illetve morfológiájáról írom az alapszakos szakdolgozatomat.

Magyar nyelvű szakirodalom hiányában felvettem a kapcsolatot Dr. Susana Prada Nascimento asszonnyal, a Madeirai Tudományegyetem Természettudományi kar alkalmazott tudományok tanszékének docensével. A Campus Hungary ösztöndíjpályázat keretében ismét ellátogattam a szigetre 2013 februárjában. Utazásom célja a szakdolgozatomban ismertetett helyek felkeresése volt (ezekről pontos leírást és fotókat készítettem), valamint a megfelelő idegen nyelvű (portugál, francia, angol) szakirodalom felkutatása, beszerzése.

A személyes látogatás és a sziget iránti elkötelezettségem eredménye ez a munka, mely első sorban Madeira kialakulását, földrajzi helyzetét, sztratigráfiai egységeinek létrejöttét, kőzettani tulajdonságait, előfordulásait, és végül az általam bejárt területek morfológiai változatosságát mutatja be.

2. Földrajzi helyzet, általános jellemzők

Madeira szigete az Atlanti-óceán medencéjének keleti részén, az északi féltekén helyezkedik el, körülbelül 700 km-re az Afrikai kontinentstól és 850 km-re délnyugati irányban Portugáliától. Földrajzilag az északi szélesség $32^{\circ} 38'$ és $32^{\circ} 52'$ között, valamint Greewichtől nyugatra $16^{\circ} 39'$ és $17^{\circ} 16'$ hosszúsági körök között helyezkedik el. Általánosságban a sziget kelet-nyugati irányban elnyújtott formájú, maximális kiterjedése ebben az irányban 58 km. Észak-dél irányú legnagyobb kiterjedése 23 km. Madeira a Madeira Szigetcsoport legnagyobb tagja (736 km^2), emellett hozzátartozik Porto Santo szigete (43 km^2), Desertas sziget (14 km^2) és Selvagens sziget (4 km^2) is. A szigetcsoport az Azori-szigetekkel, Zöld-foki szigetekkel és Kanári-szigetekkel együtt alkotja a Makaronézia nevű biogeográfiai egységet (1. térkép)



1. térkép-Madeira elhelyezkedése az Atlanti-óceán északi részén-Google Earth 2013

A sziget egésze egy vulkáni felépítmény, mely a tengerszint alatt 4000 méterig nyúlik le, és tengerszint felett 1861 méterre emelkedik ki (Pico Ruivo csúcs). Alapja egy negyedidőszakos pajzsvulkán, mely kréta korú óceáni lemezen keletkezett, az M4-es ($126,7 \text{ Ma}$) és M16-os ($139,6 \text{ Ma}$) mágneses anomália egységek között (Klitgord &

Schouten, 1986). A pajzsvulkán az afrikai Núbiai-lemeztöredék északnyugati felén emelkedik, mintegy 500 km-el délre az Azori-Gibraltári törésvonal rendszertől és 1600 km-re keletre a Közép-Atlanti hátságtól. Geodinamikai helyzete (óceánközépi hátság magmatizmusa) forrófoltos eredetre utal, amely köpenyanyag-feláramlást jelent csóva formájában (e.g. Morgan, 1972; Burk & Wilson, 1976; Geldmacher & Hoernle, 2000).

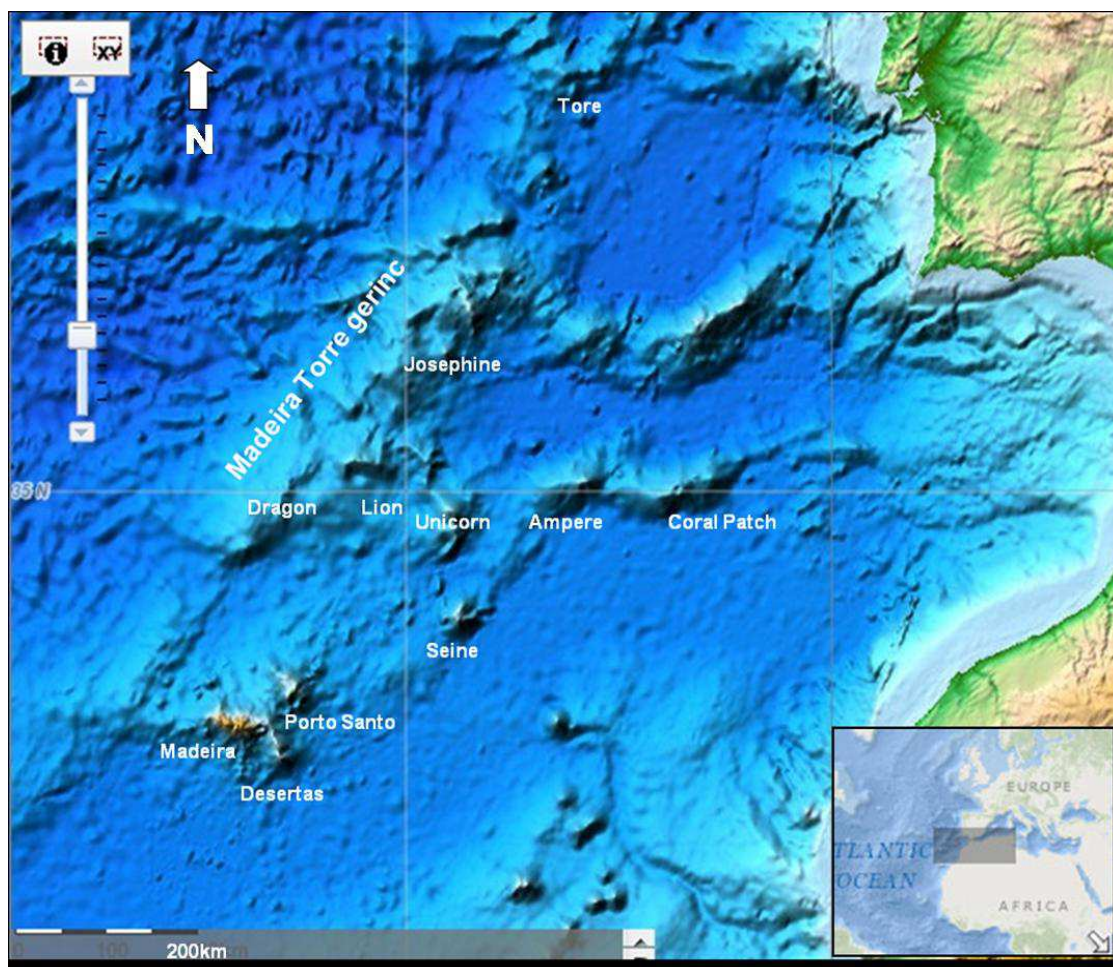
Az óceánfenék domborzatának vizsgálata alapján Madeira egy jelentősebb kiemelkedés formaegyüttesének (szigetek, gerincek, fenékhegyek) legdélibb részén helyezkedik el, mely egy ÉK-DNY csapású vonalra illeszkedik, és egészen az Ibéria kontinentális lemezrészig elér (2. térkép). Morgan (1981) szerint ez a térbeli elrendeződés egy mezozoós forrófolt nyomvonalát kíséri. Geldmacher et al. (2000) a morfológiai jellemzők alapján a szerkezeteket két nagyobb csoportba osztja:

- Madeira-Torre gerinc (Crista Madeira-Torre) – nyugaton, egy fenékhegy-gerinc, melynek csapása ÉK-DNY irányú
- Madeira Vulkáni Láncolat (Cadeia Vulcânica da Madeira) – a keletre lévő rész, mely főleg elkülönülő fenékhegyekből áll, Madeira is ide tartozik

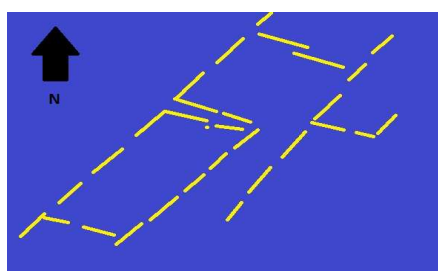
A két csoport csapásiránya azonos, ezek alapján az Afrikai-lemez vándorlási irányát (ÉK) mutatja, illetve a köpenycsóva feláramlási helyét, azaz világosan jelzik a forró folt nyomvonalát.

A szigeten lévő vulkáni kőzetek radiometrikus kormeghatározási vizsgálata alapján a magmafeláramlás aktuális helye a sziget alatt helyezkedik el, innen kapta nevét „Hotspot da Madeira” (Geldmacher et al., 2000). Ugyanezen köpenycsóva alakította ki Porto Santo szigetét (11,1-14,3 Ma), a Seine fenékhegyeket, az Ampère (31 Ma), Coral Patch és Ormond szigeteket (65-67 Ma), valamint Serra de Monchique (70-72 Ma) hegységet, mely már a kontinentális lemezen foglal helyet.

Ezzel együtt az óceánfenéki domborzatban más egybefüggő kiemelkedések is megfigyelhetők. Ezen testek szintén egy egyenesre illeszkednek, mely NYDNY-KDK irányú. Madeira keleti nyúlványa kisebb, tengerszint alatti csúcsokban folytatódik, és ezzel szinte párhuzamosan, északra az Apère, Coral Patch fenékhegy, Dragon, Lion és Unicorn szigetek szintén lineárisan kapcsolódnak egymáshoz. (1. ábra)



2. térkép – Madeira-szigetcsoport és a környező fenékhegyek elhelyezkedése az Atlanti-óceán északi részén (ETOPO1-2013)



1. ábra – Fenékhegyek és szigetek lineáris törésvonalakhoz igazodó elrendeződése az Atlanti-óceán északi részén (saját szerkesztés)

Összefoglalva, két nagy morfológiailag összefüggő láncot lehet a térségben elkülöníteni, egy ÉK-DNY és egy NYÉNY-KDK csapásút, melyek térbeni összefüggését az óceánfenék négyzethálós lemezhatárai hozták létre. Az elrendeződés geometrikus kialakulására egyelőre nincs egyértelmű magyarázat, de a köpenycsóva

jelenléte illetve a forró folt nyomvonala alapján a következő hipotézis van érvényben (Ribeiro, 1996): az óceáni lemezen kétféle tektonikai mozgás játszódott le, transzform vetődés, illetve egyéb vetődések. A kiemelkedések a tektonikus vonalak mentén feláramló magma képződményei. A lemezen történt lokális törések az óceáni lemezen lévő megszakadásokra, hasadásokra vezethetők vissza, melyeket kezdetleges riftek alakítottak ki. Ennek az elméletnek az alapja, hogy az újidőben a régió kompressziós térré alakult, melynek nyomására kialakultak a Madeira-Torre gerinc mentén található vulkáni kitüremkedések. A lemez a mindkét oldalirányból eredő nyomóerő miatt kitüremkedett, elvékonyodott és ebben az extenziós feszültségtérben a magma felszínre nyomult. Ribeiro (1996, 1998, 2002), az elmélet megalkotója a folyamatot, egy K-NY irányítottágú makroflexúraként értelmezte, melynek fő kiváltó oka az óceáni lemez gyűrődése, ez pedig az ekkor kezdeti fázisban lévő Nyugat-Ibériai lemezhatáron zajló szubdukció miatt következett be.

3. Madeira vulkanosztratigráfiája

3.1. Vulkanosztratigráfiai egységek

A legfrissebb geológiai térképet alapul véve Madeira pajzsvulkáni fejlődése három fő felépítő fázisra tagolódik, e három fő vulkáni komplexum adja a sziget sztratigráfiai egységét (Brum da Silevira et al., 2010). Ez alapján a következő vulkáni komplexumokat különítik el (3. térkép):

- Alsó Vulkáni Komplexum – CVI (Complexo Vulcânico Inferior) (>5,57 Ma)
- Középső Vulkáni Komplexum – CVM (Complexo Vulcânico Intermédio) (5,57-1,8 Ma)
- Felső Vulkáni Komplexum – CVS (Complexo Vulcânico Superior) (1,8-0,007 Ma)



3. térkép – Madeira egyszerűsített geológiai térképe. . A színes egységek jelölésének magyarázatát lásd a dolgozatban (Brum da Silveira et al., 2010)

Az egyes komplexumokhoz tartozó kormeghatározások közelítők és a szakirodalomban eddig publikált radiometrikus koradatokon alapulnak (Watkins & Monem, 1971; Fèraud et al., 1984; Ferreira et al., 1988; Mata et al., 1995; Mata, 1996; Geldmacher et al., 2000; Ribeiro et al., 2005; Klugel et al., 2009).

Minden egység további alegységekből áll, melyek regionális üledékhiányokkal határolódnak el, azaz az adott alsóbb réteg megszakad. A folytonossági szakadások elkülönítik a vulkáni felépítés egyes történéseit, ezek alapján tudjuk az egyes eseményeket térben és időben elhatárolni.

A sziget tengerszint feletti részén hét fő vulkanosztratigráfiai szintet különítenek el. Ezek az egységek - a következő felsorolásban a legidősebbektől a legfiatalabb felé – a következők: a Porto da Cruz egység (CVI1) a és Lameiros egység (CVI2) az Alsó Vulkáni Komplexumban található; az Encumeada egység (CVM1), a Penha d'Àguia egység (CVM2) és a Cural das Freiras egység (CVM3) a Középső Vulkáni Komplexumban; a Lombos egység (CVS1) és a Funchal egység (CVS2) a Felső Vulkáni Komplexumban.

A nagyobb egységeken különböző eredetű lerakódásokat találunk, folyóvízi hordalékot (a), tengerparti homokot és kavicsot (cap), kolluviális törmelékletőket (dv), lejtős tömegmozgások által felhalmozott üledékeket (dm), eolikus homoküledékeket (d), glaciális és periglaciális üledékeket (dgp) és lahar által felhalmozott üledékeket (la).

A sziget vulkáni működésének időbeli-térbeli fejlődését alapvetőleg egy K-Ny-irányú törésvonal mentén feltörő magma hattározza meg. Főleg alkáli kőzetek vannak felszínen, a fő kőzettípusok a köpenyből kismértékű differenciálódással keletkezett alkáli bazaltok, bazanitok. Helyenként intermedier kőzetek (mugarit, trachit) is előfordulnak (Mata, 1996).

3.2. Alsó Vulkáni Komplexum (Miocén-5,57 Ma)

Az egységet két kisebb alegységre bontják:

- Porto da Cruz egység (CVI1) – a tengeralatti pajzsvulkán maradványa, erősen átalakult kőzetek jellemzik. Hialoklasztitok, hidrovulkanikus breccsák és párnalávafolyások figyelhetők meg. Telérekkel sűrűn átszőtt réteg.
- Lameiros egység (CVI2) – sekély tengerben lerakódott karbonátos üledékek jellemzik, melyek a CVI1 rétegen unkonform módon helyezkednek el.

Mindkét réteg, mely a tengerszint alatti vulkáni működés során jött létre később erősen kiemelkedtek (uplift), ennek oka kevéssé ismert egyelőre.

3.2.1. Porto da Cruz egység (CVI1)

Ezek a rétegek a sziget legrégebbi kőzetei, melyek csupán két helyen bukkannak felszínre, északon: Porto da Cruz (tengerparttól 390 méterre nyugati irányba) és a Saõ Vicente völgyben (70, illetve 700 méteres magasságban). Legszebben Achada nevű feltárásnál (Porto da Cruz) 181 méteres magasságban a Tem-te Não Caias folyó völgyében (N32° 45' 46,04''; WO16° 50' 10,4'') figyelhető meg.

A kőzetek erősen metamorfizáltak, bázikus összetételűek. Az eredeti kőzettani tulajdonságaik, valamint a belső szerkezetük teljesen megváltozott kikristályosodásuk óta.

Ahol ezek a kőzetek felszínen vannak, nagymértékű agyagosodás figyelhető meg, valamint jellegzetes szín, amely világos aranybarna, néhány helyen akár narancssárga is lehet. Ezek a tulajdonságok erős palagonitosodásra (víz hatására történt átalakulásra) utalnak (1. kép). Genetikai szempontból fontos információt tartalmaznak, hiszen ez a réteg a bizonyítéka az utolsó víz alatti vulkáni működésnek. A palagonitok jelenlétét két mintában mutatták ki röntgendiffrakciós, valamint infravörös spektroszkópia-vizsgálatok során (Peacock, 1926; Bonatti, 1965). A két mintában a palagonittartalom mellett – a kőzetüveg és az amorf anyag jellemvonásai alapján (Stroncik & Schmincke,

2002) – a röntgendiffrakció bazaltos kőzetösszetételt mutatott ki. Mivel a palagonit kimutatása csupán röntgenspektrum segítségével rendkívül nehéz (e. g. Stroncik & Schmincke, 2002; Furnes, 1984; Zhou et al., 1992), a kérdés egyelőre nincs véglegesen lezárva, annak ellenére, hogy a vizsgált mintákban a palagonit nagy arányban előfordul.



1. kép – Achada feltárásnál lévő palagonitréteg – São Vicente völgye (saját felvétel)



2. kép – Hidrovulkáni breccsa hullámverés által lekerekített tömbje – Porto da Cruz (saját felvétel)

Az olyan feltárásokból származó vizsgálati eredmények, ahol a réteg belső struktúrájának maradványai még megfigyelhetőek, azt igazolják, hogy a réteg fő kőzettípusai hialoklasztitok, hidrovulkáni breccsák (2. kép), illetve víz alatt megszilárdult bazaltos lávaömlések. A réteg összetételét összevetve a Makaronézia

többi szigetén található kőzetekkel, a hasonlóság alapján arra következtetnek (e.g. Serralheiro, 1976; Macedo et al., 1988; Schmidt & Schmincke, 2002), hogy ez a réteg képviseli az utolsó víz alatti vulkáni szakaszt Madeira pajzsvulkánjának felépülése során.

A CVII egységet a telérek rendkívül sűrűn átszövik, ezek egy része egyidejű a felette lévő kőzetréteggel, de vannak olyanok is, melyek e réteg megszilárdulása közben keletkeztek. Emiatt sok helyen figyelhető meg az ún. „dyke a dyke-ban” (3. kép) jelenség, amikor nehezen elkülöníthető az alapkőzet és a közbeékelődő telér.



3. kép – "Dyke a dyke-ban" jelenség – Szent Lőrinc-fok (saját felvétel)

A Saõ Vicente-völgyben a bazaltos teléreken kívül nagy számban vannak trachitos összetételű benyomulások is. Porto da Cruz területén, a Massapez völgyében 249 méteres magasságban (N32° 46' 03,3"; W16° 50' 32,7") és Voltas folyó völgyében szemcsés összetételű telérek láthatóak, leginkább földpáttartalmú gabbró és egy ritkább kőzet, az essexit, melyek a kontaktzónában lejátszódó metasomatikus folyamatok bizonyítékai (Silva et al., 1975).

A CVII két feltárásának egymáshoz viszonyított helyzetéből vagy egy víz alatt K-Ny irányban elnyúló, vagy két különálló, de egy időben gyarapodó, egyvonalban elhelyezkedő vulkáni testre következtetnek, melyek kialakulása ugyanilyen irányvonalú riftesedés következménye.

A tengeralatti genezist bizonyító jellemzők, valamint Porto Santo szigetének szerkezeti és rétegtani korrelációja alapján (Schmidt & Schmincke, 2002; Fonseca et al., in press) a CVII egység a késő miocénban keletkezett. Figyelembe véve, hogy az elmúlt 25 millió évben ebben a térségben a tengerszintemelkedés átlagosan nem haladta meg az 50 métert (Miller et al., 2005), illetve a feltárások mai, kiemelt helyzetéből arra következtetnek, hogy jelentősen, akár 650 méterrel magasabbra emelkedett a pajzsvulkán. A kiemelkedés oka kevésbé ismert, a legfrissebb kutatások szerint (e. g. Ramalho et al., 2010 a, b, c; Madeira et al., 2010) e folyamat többek között a vulkáni test lábánál zajló magmás intrúziók emelő hatására következett be (Ramalho et al., 2010b).

3.2.2. *Lameiros-egység (CVI2)*

A Lameiros-egység karbonátos tengeri üledékekből épül fel, és kizárólag egy régióban lehet megfigyelni a szigeten, a Saõ Vicente folyó jobb partján, Lameiros falu közelében, Saõ Vicente várostól délre. A két vizsgált feltárás rendkívül nehezen megközelíthető, egykori mészkőfejtő helyén vannak, melyek ma a Rota do Cal vulkanológiai múzeumhoz tartoznak. A leglátványosabb kibukkanásuk Achada do Furtado mellett található (N32° 47' 51,7"; W017° 01' 20,4") 375 és 475 m magasságban, a másik Lombo da Eira helyen körülbelül 320 m magasságban.

Az üledékek Romariz (1971 a, b) által adott meghatározása „biocalcaritos neríticos” – azaz selfterületeken, sekély vízben lerakódott karbonátos üledékek –, valamint „biocalcaritos recifais” – azaz riftzónában képződött karbonátos üledék, utóbbi fő felépítője a hexacorallia meszes váza. Ezt az egységet is sűrűn átjárják a bazalttelérek. Az enyhén északi irányba lejtő rétegsort a következő fáciesek alkotják: mészköves, kalkarenites, konglomerátumos, karbonátosodott cementes mikrokonglomerátumos, és ősmaradványos. A fő feltárásban a következő sorozat

látható alulról felfelé: 1) konglomerátumok és karbonátosodott cementes mikrokonglomerátumok, igen rosszul osztályozott és erősen lekerekített bazaltos szemcsebeágyazódással; (4. kép)



4. kép – Lameiros egység (CVI2) rétegéből származó karbonátosodott cementes mikrokonglomerátum bazaltszemcsékkel (São Vicente) (fénykép: S.Prada)

2) meszes konglomerátum, kiömlési magmás eredetű lekerekített szemcsékkel, mészalgaradványokkal (Lithothamnium), gyakoriak a tengerisün- és fésűkagylófosziliák (pectinidae) illetve más kagylófajok maradványai;



5. kép – Lameiros egységből (CVI2) származó fésűkagyló fosziliát tartalmazó meszes konglomerátum ((fénykép: S.Prada)

3) tengerisün-, korall-, fésűkagyló-, ritka osztrigafajok és más kagylófajok maradványaival tarkított kalkarenit; 4) meszes konglomerátum, kiömlési magmás eredetű, lekerekített szemcsékkel, mészalgaradványokkal (Lithothamnium sp.),

gyakoriak a tengerisün- és fésűkagylófossziliák (pectinidae), illetve más kagylófajok maradványai; (5. kép) 5) riftzónában lerakódott mészkövek, legjellemzőbb felépítő a korallváz és a tengeri sünnemeszes váza, fésűkagyló-, ritka osztrigafajok és más kagylófajok maradványaival tarkított kalkarenit padok; 6) kalkarenit-konglomerátum, osztályozatlan, kiömlési magmás eredetű szemcsékkel, tengerisün- és fésűkagylófossziliák (pectinidae), illetve más kagylófajok maradványaival. A felsorolt rétegek összetételéből selfperemi, sekénytengeri üledékgyűjtő medencére következtetnek, felfelé haladva pedig az üledékek riftesedés kezdetét jelzik (Zbyszewski et al., 1975).

Az egységet egy vöröses-lilás piroklasztár-üledék fedi be, amelyet a bazaltos lapilli mellett hólyagos-hólyagüreges juvenilis szemcsék – salak vagy horzsakő – és tömött szövetű (litikus) kőzetrészek alkotnak. A belső szerkezet vizsgálata alapján kimutatható a piroklasztár északi irányítottsága. A vulkáni törmelékár-réteg és az alatta lévő üledék közötti kontaktzónában a két réteg keveredése figyelhető meg. A tengeri üledékbe ágyazódott vulkáni bombák, megszilárdult lávablokkok az üledékréteg deformációját hozták létre (6. kép). A finomabb frakciójú üledékre hirtelen sokkal nagyobb méretű szemcsék rakódtak rá. Ezek azt bizonyítják, hogy a piroklasztár érkezésekor az üledékréteg még nem volt konszolidált állapotban.

Az üledékek koráról egyre pontosabb információk vannak. Eredetileg a miocén tortonai (15,5-11,0 Ma) korszakába helyezték a makrofauna paleontológiai vizsgálata alapján (Mitchell-Thomé, 1974). Ferreira et al. (1988) K/Ar izotópos kormeghatározási módszerrel vizsgálta egy, az üledékréteg alatti lávafolyás korát, ez alapján a réteg pliocén, 5,2 Ma évnél fiatalabb (késő messzíniai). Az ellentmondások tisztázása végett végül stroncium-izotópos módszerrel vizsgáltak hat mintát (Elderfield, 1986; Veizer, 1989, McArthur, 1994). Eme újabb minták közül csak négy tartalmazott megfelelő mennyiségben olyan ásványokat, amelyekből információt lehet kinyerni a korukra tekintve, ezek eredményei: $9,1 \pm 0,565$; $10,24 \pm 0,445$; $10,47 \pm 0,44$ és $9,03 \pm 0,665$ Ma. Ugyanakkor figyelembe kellett venni, hogy a vizsgált Fe és Mn tartalom a fossziliák mállásterméke is lehet, emiatt ezek az adatok előzetesek. Másrészt a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vizsgálatok gyakran eredményeznek fiatalabb korokat, más eljárásoktól eltérően (biosztratigráfia, Ar/Ar izotópos vizsgálat). Ezért Bernoulli et al. (2007) és Ramalho (in

press) szerint a rétegek kora a módszertani hiba miatt adódott fiatalabbnak a tényleges földtani kornál. Összegezve, még újabb vizsgálatok hiányában a kutatók a stroncium-izotópos eljárással kapott eredményt tekintik iránymutatónak, miszerint a rétegsor felső miocén korú.

Az üledékréteg mai 320-475 m magasságban való elhelyezkedése a már az előző rétegnél (CVII) említett jelentős kiemelkedés bizonyítéka.



6. kép – Üledékréteg deformációja, Arco da Calheta (saját felvétel)

3.3 Középső Vulkáni Komplexum (CVM)

A „Complexo Vulcânico Intermédio” (Plio-Pleisztocén 5,57-1,8 Ma) a második fő szakasz Madeira szigetének kialakulásában, ezúttal már szárazulati környezetben játszódtak a folyamatok. Magas alkália- és szilikáttartalmú lávafolyások jellemzőek, melyek kevésbé differenciáltak, főleg bazanitok és bazaltok építik fel ezt az egységet (Mata, 1996).

Alulról felfelé három vulkanosztratigráfiai egységet különítenek el:

- Encumeada egység (CVM1)
- Penha d'Águia egység (CVM2)
- Curral das Freiras egység (CVM3)

Az egységek definiálása és elkülönítése a helyszínen megfigyelhető jellemzők alapján történt: litosztratigráfiai, morfológiai tulajdonságok, illetve eróziós hatásra bekövetkezett diszkonformitások, ezen kívül paleotalajok és közbetelepült üledékrétegek. Ez a komplexum adja a felszíni kitörések által létrehozott vulkányszerkezet döntő részét, mely egy K-Ny irányú vonal mentén zajló riftesedési folyamat eredménye. Szintén telérekkel és hasadékvulkánokkal tagolt rétegek, melyek legjobban a Maçico Central hegységben, a Szent-Lőrinc foknál illetve a nyugati parton lévő szirtek mentén láthatóak.

3.3.1. *Encumeada egység (CVM1)*

Legszébben Encumeada környékén figyelhető meg, átlagosan 160 és 970 m magasságban a Serra de Água és S. Vicente folyó forrásánál, azonban a völgyeket elválasztó gerinc tetejéig nem húzódik fel. Ezen kívül megfigyelhető a Vinháticos helységhez vezető ER 228-as autót út egyik beágásánál (N32° 44' 11,9"; W17° 01' 31,6") 615 m magasságban. A többi említésre méltó feltárás helyei: Curral das Freiras völgy, ahol 1100 m magasságban látható a réteg, a Faial folyó völgye Bonaventura hegyvidéki részén, a Faial/Ponta dos Clérgos környékén található vízesések, Porto da Cruz és a Szent-Lőrinc fok térsége (például a kilátónál, N32° 44' 57,2"; W16° 42' 24,3").

Az egység diszkonform módon települ az alatta lévő Alsó Vulkáni Komplexumra, felső határa egy rendkívül egyenlőtlen, erősen erodált paleofelszín, melyben recens telérhálózat jelentkezik.



7. kép – Az Ecumeada egység breccsás, piroklasztárok üledékeivel közbeékelte fációs együttese (saját felvétel)

A CVM1 felszíni vulkáni működés által létrejött, leginkább bazaltos összetételű kőzetekből áll, erős mállás nem jellemző rájuk, belső szerkezetük és a lerakódási mechanizmusuk könnyen átláthatók. Tufaszórás és szórt piroklasztit-rétegek váltakozásait lehet megfigyelni, melyek Stromboli típusú vulkáni működésre utalnak, illetve helyenként vékony breccsás rétegek és piroklasztárok üledékei (nevezetesen blokk- és hamuárok) ékelődnek közbe, melyek robbanásosabb, vulcanói típusú kitörésre vallanak (7. kép). A rétegsorok között észlelhetők ezen kívül laharok által lerakott üledékek is, melyek breccsás, konglomerátumos fációs iszap- és törmelékfolyások eredménye. Ezekből nagy áradási eseményekre következtetnek. Annak ellenére, hogy a CVM1 rendkívül sokféle fációs együttese, a feltárások és előfordulási helyek nehéz megközelíthetősége miatt térképileg egyelőre nem sikerült részekre bontani, a geológiai térképen gyűjtőjelölésként „CVM1β”-val van jelölve.

3.3.2. *Penha d'Águia* egység (CVM2)

Szinte a sziget egész területén találkozhatunk kibukkanásaival, főleg a parti vízésések magas térszínein, folyók erős bevágódása alakította keskeny, meredek völgyek falán, melyeken általában fiatalabb üledékek foglalnak helyet (CVM3, helyenként a Felső Vulkáni Komplexum rétegei is megtalálhatók). A leglátványosabb feltárás Porto da Cruz és Machico között helyezkedik el, ez az egyenetlen felszínű meredek lejtőkkel körülvett *Penha d'Águia* sziklacsoport (N32° 46' 32,7"; W16° 49' 39,7"). A Funchal és Machico városok közötti tengerparti zónában a CVM2 réteg kibukkanásának hiánya arra enged következtetni, hogy a képződése idején a sziget medence jellegű formát vett fel, melyet később a Felső Vulkáni Komplexum (CVS) anyagai töltöttek fel.

A CVM2 bazaltos és bazanitós vulkáni rétegsorokat foglal magában, melyek felszíni robbanásos kitörések eredményei; Stromboli-típusú, Hawaii-típusú és ritkán freatomagmás kitörések nyomai találhatóak a rétegekben. Ezek mellett epiklasztikus üledéksorok is jelen vannak, olyan kőzetek, melyek a már meglévő kőzetek törmelékének összecementálódásából jöttek létre. A bazaltos, bazanitós összetételű aa típusú lávafolyások (CVM2 β) nagy kiterjedésű, kis vastagságú, kevésbé deformált kúpok formájában maradtak meg. A kiömlési helyszínektől távolabbi területeken illetve a lávafolyások rétegei közé ékelődve találhatunk nagyrészt vékony, de rendkívül tömör, piroklaszt-szórásból létrejött rétegeket, illetve freatomagmás kitörésekből származó termékeket.

A CVM2_{pi} jelzésű réteg felszíni eredetű bazaltos piroklasztit-réteget jelöl. Kivételesen mindenhol megtalálhatóak a Stromboli/Hawaii-típusú kitörésekből származó lapilli és salak, valamint itt is jelen vannak az időszakos freatomagmás működés jelei. A fő kitörési központok körül (Maçico Central) rendkívül sűrű K-Ny-i irányú telérhálózat bukkan a felszínre; Szent-Lőrinc fok térsége, a Maçico Central völgyei, Cabo Girão vízésései, Jardim do Mar, Paul do Mar és Quebrada Nova. A telérrendszer mai kitett helyzete eróziós folyamatok (abrázió, folyóvízi bevágódás) eredménye (8. kép).

Az egység alján található, laharok által lerakott üledékek breccsás, konglomerátumos és durvaszemcsés homokkőfáciesek együttese (CVM2 g),

képződésük a laharokra jellemző sár- és törmelékfolyásokhoz kapcsolható, helyileg folyami hordalékkúpok és állandó mederrel rendelkező folyók mentén. Egyéb feltárásokban szintén breccsás, konglomerátumos szerkezet figyelhető meg, ennek kialakulása törmelékklavinákhoz és földcsuszamlásokhoz köthető. Ezek a rétegek szakaszosan, lencseszerű elrendeződésben vannak jelen, de CVM2 egység közepe felé a diszkontinuitás kisebb mértékű.



8. kép – hullámverés által pusztított aa lávafolyás köbeékelődő piroklasztitrétegekkel – Jardim do Mar (saját felvétel)

3.3.3. Curral das Freiras egység (CVM3)

A sziget keleti partján szinte mindenhol, északon a parti szirteknél, illetve a sziget belseje felé haladva a mélyebb völgyek meredek falában bukkan a felszínre. Curral das Freiras helységnél (N32°41' 44,1"; W016° 58' 41,1") egy látványosan kirajzolódó diszkonformitás figyelhető meg, mely jól mutatja, hogy egy helyi eróziós folyamat letarolta a CVM2 és a CVM1 egység egyes rétegeit, és erre telepedett rá a CVM3 egység (9. kép). Ponta do Sol folyó forrásánál szintén jól megfigyelhető a diszkordáns

település (N32°44' 17,9"; W017° 0,5' 44,8"). A többi helyen a diszkordancia nem látható, illetve rendkívül kismértékű, nehezen felismerhető, ezért nehéz különválasztani a CVM2 – Penha d'Água egységtől.



9. kép – A Curral das Freias községtől északra látható CVM3 egység diszkordáns települése (fénykép: S. Prada)

Az egység jellemzően kiömlési vulkáni tevékenység eredménye (CVM3 β), bár itt is felfedezhetőek foltokban piroklaszt-árak üledékének maradványai – bazaltvulkáni salak, lapilli és hamu, amelyek viszonylag ritka robbanásos működésre utalnak –, továbbá tufitszintek és elszórva freatomagmás működés szintén bazaltos termékei. A bazaltos lávafolyások nagy vastagságúak, azonban Paúl da Serra környékén ugyanezen egység lávafolyásai vékonyabb rétegekben rakódtak egymásra.

A Maçico Central hegységben lévő piroklasztit-üledék (CVM3 pi), mely főleg salakból, lapilliból és tufából épül fel, egymásra épülő salakkúpsorozatok formájában halmozódott fel. Ezen a helyen (Serra de Água, Socorridos folyó) a vulkáni

törmelékrétegben kitűnnek a különböző trachitos, földtpátgazdag (szanidin) hamuszintek, melyek ismét freatomagmás működésre utalnak (Paúl da Serra).

3.4. Felső Vulkáni Komplexum (CVS)

A „Complexo Vulcânico Superior” (pleisztocén-holocén ~1,8-0,007 Ma) a harmadik fő szakasz Madeira szigetének kialakulásában. Két, időben elkülönülő, leginkább szárazföldi kitörési periódusból származó kőzetek építik fel. A felszínre ömlő láva jelentős része alkáli összetételű, ebből főleg bazalt és bazanit kristályosodott ki; az intermedier kiömlési kőzetek, így pl. mugaritos és trachitos összetételű horzsakövek jelenléte azt jelzi, hogy ebben az időszakban az előzőkkel ellentétben a magmás differenciációnak nagy jelentősége volt (Zbyszekwski et al., 1975).

A CVS magában foglalja Madeira összes recens kitörési eseményét, melyek közvetlen kapcsolatban állnak a sziget jelenlegi morfológiai képével. Két fő vulkanosztratigráfiai egységet különítenek el

- Lombos egység CVS1 (Unidade dos Lombos)
- Funchal egység CVS2 (Unidade do Funchal)

A kitörési centrumok vonalszerű elrendeződése, a CVS fiatal teléreinek, a törésvonalak illetve a törésvonalak mentén történő lávaömlések irányítottsága, a sziget K-Ny irányú elnyújtottsága mind bizonyítékai egy ÉNY-DK illetve NYÉNY-KDK tektonikus vonal mentén zajló magmatizmusnak, mely valószínűleg egyben riftzóna is.

3.4.1. Lombos egység (CVS1)

Az egység nem földrajzi helyről kapta a nevét, hanem egy rá jellemző helyi geomorfológiai jelenségre utal. A helyi nyelvjárás „lombos”, „lombas” vagy „lombadas” névvel illeti a tenger irányába kis lejtéssel tartó, folyómedrek közötti lapos térszíneket. A sziget magasabban fekvő kitörési központjaiból a tengerpart felé tartó lávafolyásokból képződött lavatakarók az erózió által kevésbé pusztított térszínnek,

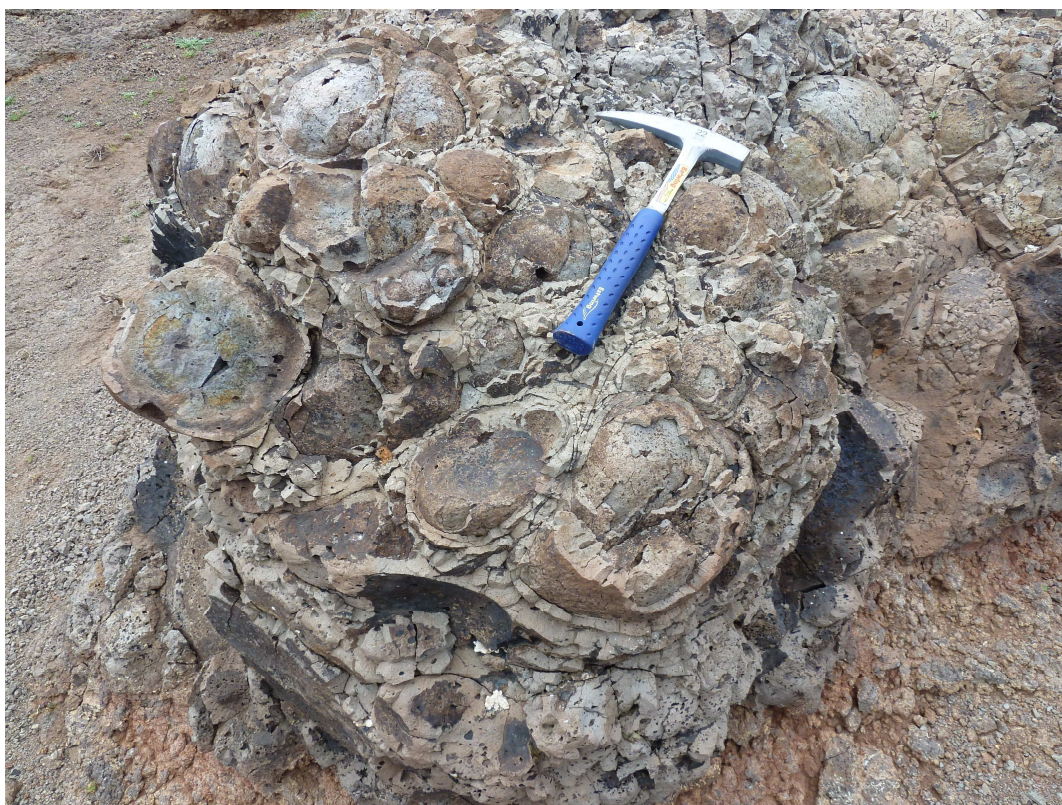
melyek magas abrúziós parttal szakadnak az óceánba. Tulajdonképpen ez a réteg annak a periódusnak a maradványa, amikor a vulkáni folyamatok teljesen átformálták a sziget addig kialakult képét, megnövelve összterületét, illetve lávafolyásokkal kitöltve az erózió által kivájt mélyedéseket, eltemetve a kialakult felhalmozódásokat. A kiömlő láva felszínegyengetése teremtette meg a mai pajzsvulkáni formát, más néven a „lombo”-t (10. kép).



10. kép – “Lombo”: a tenger felé kis lejtéssel dőlő, a folyómedrek között ellaposodó térszín, Arco da Calheta (saját felvétel)

Az elegyengetett térszín mellett meg kell említeni a S. Roque folyó paleovölgyét kitöltő lávafolyást, illetve a Madeira déli lejtőjén lezajlott csuszamlást, amelynek következtében egy feltorlaszolt ÉÉK-DDNY irányú kőzetgát metszi a Cabo Girao és Câmara de Lobos közti szirtet. Erről a helyről (N32° 39' 03,3"; W016° 59' 074,4") látható az a diszkordancia is, mely a CVS1 egységet az alatta lévőttől elhatárolja. Ennek a lejtős tömegmozgásnak és az általa kialakított térszínnek tudható be Câmara de Lobos és Funchal város ma megfigyelhető, amfiteátrumszerű elrendeződése. Egyes helyeken friss lávafolyások vannak a felszínen, máshol gömbhéjas elválású aprózódás figyelhető

meg (11. kép). A lepusztulás mértéke nem függ a feltárásban elfoglalt magassági helyzettől, a magasabb, kitettebb területeken nem erőteljesebb, mint az alacsonyabbakon. Ezzel szemben az egység alapját képző lávafolyásokban a vastagsággal, pontosabban a felszínhez való közelséggel arányosan nő a mállási folyamatok erőssége. A felszín közelsége, a kitettség ugyanis a kőzetek geokémiai tulajdonságaiban változást okoz, egyszerűbben szólva a kőzet erőteljesebben mállik.



11. kép – Lombos egységbe tartozó láva gömbhéjas aprózódása, Szent-Lőrinc fok (saját felvétel)

A CVS1pic-el jelölt foltok Stromboli- és Hawaii-típusú vulkánkitörésből származó bazaltos piroklaszt-árakat (bombák, blokkok, lapilli és vulkáni hamu) jelölnek (Pico do Cedro).

Az egységet átjáró ritkás telérrendszer horizontális helyzetű, főként telepteléreket figyelhetők meg a rétegekben. A Maçico Central hegységben és a Paúl da Serra fennsíkon ebben az időben keletkezett törésvonalak, és az azok mentén feláramló magmából megszilárdult telérek ÉNY-DK irányúak, ez változást jelöl a lokális feszültségtérben. Továbbá a Pico Areeiro és Pico Cidrão csúcsokon freatomagmás

termékek vannak tetőhelyzetben. A kitörési központoktól távol eső piroklasztit-rétegek főleg hamuból és hullott lapilliből állnak. Az egység üledékes rétegei (CVS1 g) breccsás, konglomerátumos, homokköves jellegű fáciesek együttese, lerakódásuk árvizek, laharok eredménye.

A Lombos-egység kialakulása alatt Madeira formája szinte tökéletesen megfelelt az átlagos pajzsvulkáni formának; a magasabb térszínek pontosan ráfeküdtek az ÉNY-DK irányú aktív rift által jelzett tengelyre. A vulkáni működés során egy kis lejtésű, viszonylag lapos, nagy kiterjedésű test jött létre, melyen egyvonalban sorakozó kisebb vulkáni kúpok emelkedtek. A legmagasabb térszínektől a part felé haladva eltérő meredekség jellemezte a pajzs lejtőit, azonban a ma látható szurdokszerű meredek völgyek a komplexum második felében zajló folyamatok által keletkeztek.

3.4.2. Funchal egység CVS2



12. kép – A Funchal egység diszkordáns települése a CVS1 rétegen, Cabo Girão (fénykép: S. Prada)

A sziget fejlődésének utolsó fázisa; vulkáni működést követő eróziós folyamatok jellemzik, melyek a mai morfológiai helyzetért felelősek. Az egység rétegei hézagosan települnek az alattuk lévő kőzetekre: néhány helyen (Paúl da Serra) konkordáns

településnek tűnhet, azonban ez látszólagos. A legtöbb esetben diszkordáns település jellemző (12. kép).

A vulkáni működés során mugaritos (CVS2 μ) (Zbyszewski et al., 1975), illetve bazaltos összetételű lávafolyások keletkeztek. Ebben az egységben is megtalálhatóak a foltszerű magmás robbanásos (salak, lapilli és hamu) és freatomagmás robbanásos termékek (CVS2 β).

Mivel hasadékminti vulkanizmus zajlott, sok esetben nem keletkezett nagyobb vulkáni kúp, ezért gyakran nehéz megtalálni az egyes lávafolyások származását, kürtőjét; más esetekben a hasadékok kitűnően bizonyítják a meglévő kúpok ÉNY-DK irányú egyenes menti sorozatát (Porto-Moniz – Paúl da Serra – Funchal). Mint korábban említésre került, a lávafolyásoknak (CVS2 β) nagy szerepük van a kiemelkedések megőrzésében. Szintén helyi elnevezés a „fajás”, ez azt jelenti, amikor a tengerparton a magas, meredek sziklafalokról lezúduló lávafolyás a tengerbe érve legyezőként szétterülő törmelékkúpot hoz létre (Seixal, Porto Moniz) (13. kép).



13. kép – Fajá: magaspartról aláfolyó lávaömlés legyezőszerű szétterülése, Seixal (saját felvétel)

Mivel a magmás kőzetekből felépülő formák jobban ellenállnak a szigeten jellemző intenzív erózióknak, sok felszíni lávafolyás figyelhető meg, melyek megszilárdulásuk óta szinte sértetlenek (Caniçal), illetve viszonylag jól megőrződött vulkáni kúpok is előfordulnak (Pico da Ponta da Cruz).

A Funchal egységen belül léteznek víz alatti kitörések útján keletkezett testek is. A sekély, parthoz közeli területeken bazalttufák találhatóak, melyek Surtsey-típusú vulkáni működés termékei (Ilhéu Mole – Porto Moniz, Praia Formosa – Funchal, Ponta do Garajau). A pajzsvulkáni felépítmény déli előterében viszonylag nagy vízmélységben zajló plíniusi típusú kitörések során trachitos magma tört ki, a robbanásos működés bizonyítékai a trachitos horzsakövek a tengerfenéken (a vékony réteg jól elkülöníthető sárgásbarna színének köszönhetően). A jól látható és követhető réteg a déli parton foltszerűen végig megfigyelhető Calheta-tól egészen Água de Pena-ig. A közelmúltban felfedezett, Funchaltól délre elhelyezkedő ÉÉNY-DDK irányú vízalatti vulkáni kúpsorozat eredetét a fent említett freatomagmás pliniusi üledékek ismeretének segítségével határozták meg (Geldmacher et al., 2006).

Az egység üledékes rétegei (CVS2 g) teljesen megegyeznek a már korábban ismertetett CVS1 g összetételével, egyik legszebb feltárása a Natal folyó torkolatánál, Caniçal közelében található. Porto da Cruz-nál az üledéksorba tufitból és homokkőből álló konglomerátumok ékelődtek közbe. Mindkét felsorolt helyszínen az üledékretegeket mugaritos illetve bazaltos lávafolyások borítják (14. kép).

Helyenként előfordulnak breccsák, konglomerátumok, melyek az elgátolt folyóvölgyekben felhalmozódott kötörmelék összecementálódása során keletkeztek. A törmelékanyagból álló elzáródások származhatnak a völgyoldalban lejátszódó lejtős tömegmozgásokból, pl. csuszamlások révén. A törmelék felhalmozódás addig tart, míg a vízfolyás nem találja meg ismét az egyensúlyát, azaz míg nem alakít ki meandert, mellyel a torlaszt kikerüli. A szigeten több folyó vízgyűjtőjében található erre a folyamatra példa, például a São Vicente és a Janela folyók medrében. Egyelőre nem bizonyított tény, de a Porco folyó medencéjében feltárt hasonló szerkezetű üledékek is valószínűleg ezen a módon keletkeztek.

A Funchal egység kőzetei általánosságban kevésbé mállottak, ugyanakkor ebben a rétegben is fellelhetőek gömbhéjas elválást mutató aprózódással pusztuló kőzetek. A telérhálózat nem jellemző.



14. kép – Mugaritos lávafolyás települése a CVS2 üledékes rétegein Porto da Cruz közelében (saját felvétel)

3.4.3. A Lombos és Funchal egység differenciálatlan részei (CVS1-2)

A Szent-Lőrinc fok, Santana, São Jorge és Porto Moniz települések körüli helyeken a fent említett két egység elkülönítése nem lehetséges, ezért ezeken a területeken a két rétegsort nem különítik el. A feltárások vizsgálata után ugyanis megállapították, hogy mindkét rétegsorba beleillenek, ugyanakkor nem állnak rendelkezésre megfelelő geológiai és geomorfológiai ismérvek, melyek alapján ez a differenciálatlan réteg önálló egységet képviselhetne.

3.5. Mélységi intrúziók (T)

Porto da Cruz területén, a Massapez és a Voltas folyó völgyében fordulnak elő mélységi, intruzív (benyomulós) eredetű kőzetek (T) (Gagel, 1912). A feltárások kis területűek és nehezen megközelíthető helyzetben vannak. A megfigyelhető kőzetek nagy hányada földpáttartalmú gabbró és essexit (telítetlen ultrabázisos kőzet), melyek a kontaktzónában lejátszódó metasomatikus folyamatok bizonyítékai (Silva et al., 1975).

Az Alsó Vulkáni Komplexum, Porto da Cruz egység intrúziói tulajdonképpen felszínhez közeli magmakamrák, melyekben a kőzetolvadék lassú kihűlése során alakul ki a durvaszemcsés, porfíros szerkezet. Mivel jelenleg még csak relatív kormeghatározási eredmények állnak rendelkezésre, az intrúziók lehetnek egyidősek a CVI-vel, illetve kialakulhattak a Középső Vulkáni Komplexum kőzeteivel együtt is.

3.6. Telérek és telérrendszerek

Madeira vulkáni testének egyes részei rendkívül sűrűn átszóttek telérekkel. Ezek a helyek egyben jelzik azokat a zónákat, ahonnan a folyamatos köpenyanyag-feláramlás eredt (illetve mai napig ered) a sziget fennállása óta. A telérrendszer leglátványosabb területei a Maçico Central hegység illetve a Szent-Lőrinc fok (15. kép), ahol a „dyke a dyke-ban” jelenség rendkívül jól megfigyelhető. Más helyeken csak elszórtan fordulnak elő telérek. Rétegtani sorrendben lefelé haladva a telérek sűrűsége egyértelműen növekszik, bizonyítva azt, hogy a rétegek számával és változatosságával együtt nő a

tápláló szerkezetek aránya. A különböző rétegeket átszelő telérrendszereknél megfigyelhető, hogy vannak olyan telérek, melyek a felszíni pusztulás során kipreparálódtak és lepusztultak, majd később frissebb réteg rakódott rá, melybe új telérek nyomultak be. Ezek a megfigyelések a relatív kormeghatározásban segítenek.



15. kép – Tektonikus hézagot szétfeszítő telér – Szent-Lőrinc fok (saját felvétel)

A telérrendszerek irányítottsága az idők során megváltozott. A nagy pajzsvulkáni felépítmény keletkezése idejében (CVI és CVM) a telérek egyértelműen K-Ny irányú vonalon képződtek, majd a Felső Vulkáni Komplexum kialakulásának idején ÉNY-DK, illetve NYÉNY-KDK irányba fordultak. A telérek összetételét vizsgálva megállapítható, hogy túlnyomó részben mafikus (bazaltos) kőzettestek. Ami a bonyolultabb összetételű teléreket illeti, meg kell említeni a Bonaventura hegységben található trachitos teléreket, illetve azokat a szintén trachitos kőzeteket (τ), melyek a Középső Vulkáni Komplexum rétegei közé nyomultak be és a São Vicente folyó völgyében bukkannak felszínre.

3.7. Fiatal, nem vulkáni eredetű üledékes rétegek

Az előzőekben kitárgyalt vulkanosztratigráfiai egységekhez tartozó üledékek mellett vannak fiatalabb összletek is, melyek holocén vagy annál fiatalabb korúak. A következő típusokat különböztetik meg: folyóvízi üledékréteget (a), tengerparti homokot és kavicsot (cap), kolluviális törmeléklejtőket (dv), lejtős tömegmozgások által felhalmozott üledékeket (dm), Szent-Lőrinc foki holocén korú eolikus homoküledékeket (ad) (Silva, 1957; Zbyszewski et al., 1975; Goodfriend et al., 1996), lejtős tömegmozgások által felhalmozott üledékeket (dm), glaciális és periglaciális üledékeket (dgp) és lahar által felhalmozott üledékeket (la). Alábbiakban ezen előfordulások rövid bemutatása következik.

3.7.1. Folyóvízi üledékrétegek (a)

A sziget szinte összes vízfolyása rendelkezik többé-kevésbé fejlett folyóvízi hordalékkal kibélelt mederrel. Ezen rétegek vastagsága döntően a folyó nagyságának függvénye. Egyes területeken, például Santo Antonio da Serra fennsíkon, az üledékréteg kialakulása a folyóvíz lapos területen való beszivárgásának eredménye. A legtöbb helyen változatos méretű és lekerekítettségű kavicsfrakció található, melyek között gyakoriak a centiméterestől méteres nagyságig terjedő kőblokkok. Kőzettani szempontból a törmelékek legnagyobb hányada mafikus összetételű, mivel a folyóvölgyekben ez a típusú kőzet szolgál erózióbázisként.

3.7.2. Kolluviális törmeléklejtők (dv)

Lejtők lábánál, illetve kis lejtésű tengerpartokon gyakori az aprózódási és mállástermékek felhalmozódása. Éles szikladarabokból, talajfoszlányokból osztályozatlanul felépülő lejtők, melyek szerkezetüket tekintve nem konszolidáltak, hézagokkal teli, kaotikus összletek (16. kép). Az ilyen lejtők területe a szigeten rendkívül eltérő, a néhány négyzetméterestől egészen hektáros méreteket is elérhetnek.

A legtöbb ilyen felhalmozódáson jó minőségű talaj képződik, melyet mezőgazdasági művelés alá vetnek.



16. kép – Kolluviális törmelékletén kialakult talaj, Caniçal (saját felvétel)

3.7.3. Tengerparti homok és kavics (cap)

A sziget tengerparti sávjában szinte mindenhol megtalálhatóak ezek az üledékek. Legjellemzőbb a kavicsos frakció, melynek szemcsemérete igen széles spektrumot fed le (cm – 0,4 m). A homokos partok előfordulása igen ritka, ám turisztikai szempontból annál fontosabb, nem véletlen, hogy a legnagyobb turistacentrumok mind ezek köré települtek, név szerint: Funchaltól keletre fekvő Praia Formosa, a Szent-Lőrinc foki Prainha (17. kép).

Mivel a felhalmozódott homok színe fekete, illetve sötétszürke, a turisták „szépérzékre” való tekintettel, más Atlanti-óceáni sziget példáját követve (pl. Kanári-szigetek), Machico nevű város mesterséges strandjának aranyárga homokja a Szaharából érkezett.

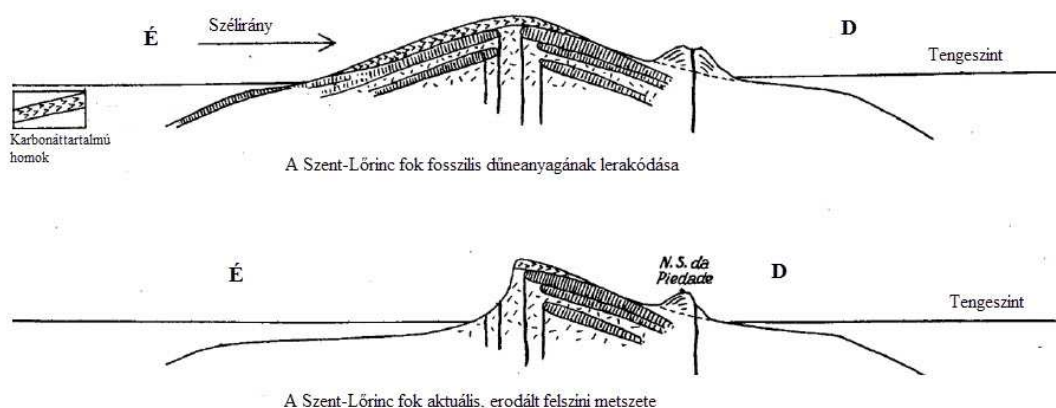


17. kép- A Szent-Lőrinc foki Prainha (saját felvétel)

3.7.4. *Eolikus homokkövek (fossilis dűnék) (ad)*

30-40 méter vastagságú karbonátartalmú homokos üledékréteg, mely a Szent-Lőrinc-fok központi területén foglal helyet. Cancela és Nossa Senhora da Peidade közelében is megtalálható, de itt már erősen erodált a réteg. Világosszürke finomszemcsés homokfrakció, melyben szerves maradványok (bioklasztok) találhatóak, illetve magmás kőzetek aprózódásából származó olivin, piroxén, kvarc, magnetit, amfibol és kalcendonit kristályok (Carvalho et al., 1991).

A homokokban kialakuló rétegek között feltárt paleotalajok számos felhalmozódási ciklusra utalnak. Jól osztályozott frakciójú, tengerpartról származó homok, melyet a szél a szárazföldi terület belseje felé szállított, majd felhalmozott (Carvalho et al., 1991) (2. ábra).



2. ábra – Eolikus homokkövek kialakulása a Szent-Lőrinc fokon (Carvalho et al., 1991)

. Az anyag tengeri eredetének bizonyítékai a benne található tengeri fossziliák; mészalgákat, tengerisünök tüskéit, valamint foraminiferák külső meszes vázát tartalmazza. A szárazföldi leülepedés paleotalajok képződését, szenesedett gyökerek (Romariz, 1971b) és szárazföldi puhatestűek (tüdővel lélegző gasztropodák) megjelenését vonta maga után. A homokrétegekben 19 különböző Hélix csigafajon kívül Zonites, Ferussacia, Crasedomona, Geomitra, Leptaxis, Actinella, Theba és Caseoulus fajok maradványait azonosították (Silva, 1957; Zbyszewski et al., 1975; Goodfriend et al., 1996).

A karbonátok, kagylók és szárazföldi puhatestűek fossziliáin végzett ^{14}C , U-Th izotópos vizsgálatok és aminosavsztratigráfia alapján a rétegek keletkezésének ideje a középső pleisztocéntől (200-300 ezer éve) a holocénig tartott (8500-4500 év) (Goodfriend et al., 1996). Ezen adatok korrelációjának segítségével megállapítható a területen kialakult fiatal, szél által felhalmozott üledékekkel fedett kitörési központok és lávafolyások kora.

A más néven fosszilis dűnéknek nevezett képződmények kialakulása a Würmre tehető, ekkor a tengerszint átlagosan 100 méterrel alacsonyabban volt. Zbyszewski et al. (1975) szerint a tengerszint csökkenése előtt ezen a területen homokos part, illetve dűnesor húzódott, melyet később az ÉK-i passzátszél elszállított és mai helyén lerakott.

Grabham (1948) hasonlóan közelítette meg e formaelemek kialakulását, szerinte: „létezett egy arid klímájú periódus, amelynek során a Szent-Lőrinc fok és Porto Santo szigete az északi szelek útjában álltak. A tenger felől érkező homokot és állati vázak

maradványait szállító légtömegek e szigetek mentén felszállásra kényszerültek, így hordalékukat ezeken a térszíneken lerakták.”

3.7.5. *Glaciális és periglaciális üledékek (dgp)*

A fent említett üledékek jelenlétére először Wirthmann (1970, in Brum Ferreira, 1981) utalt; tíz évvel később pedig Brum Ferreira publikált a sziget magasan fekvő területein (Pico do Arieiro, Pico Ruivo és Paúl da Serra fennsík) megfigyelhető periglaciális formakincsről. Leírása alapján a területen kőpoligonok, rétegzetlen morénasáncok, fenékmorénák, valamint fagyos talajfolyások azonosíthatók. A periglaciális formakincs a pleisztocén eljegesedési szakaszok eredménye. A közelmúltban Paúl da Serra területén fennsíki jégár által lerakódott üledékeket és eróziós formákat azonosítottak (Brum da Silveira et al., 2006).

3.7.6. *Lejtős tömegmozgások által felhalmozott üledékek (dm)*

A sziget legjelentősebb és leglátványosabb felszínformáló folyamatai a lejtős tömegmozgások. A lejtőn települő, illetve magaslati helyzetben lévő, egyensúlyukat veszített anyagok gravitáció hatására megindulhatnak a lejtés irányába (Rodrigues, 2005). A szigeten négy jellemző lejtős tömegmozgási típus fordul elő: a) földcsuszamlások (Penha de Águia, Cabo Girão) (18. kép); b) suvadások, tereplépcsők kialakulása (Curral das Freiras, Fajã do Marques, Boaventura e Fajã da Nogueira; c) transzlációs csuszamlások (Arco de São Jorge, Arco da Calheta); d) omlások.

A fentieknél is nagyobb csuszamlások által elindított ún. törmeléklavinák lerakódás után breccsás, konglomerátumos, illetve homokköves fácies együttest hoznak létre. Amennyiben a lezúduló törmelék óriási, egyben megmaradó, bár repedésekkel átjárt tömböket tartalmaz, megablokk-fáciesnek nevezik, ezekbe olykor foltszerűen közébekelelődnének bazaltfolyások, piroklasztitok vagy más vulkáni folyamatok termékei is.



18. kép – Földcsuszamlás Funchal városában, 2013. február 8. (saját felvétel)

3.7.7. Laharok által felhalmozott üledékek (la)

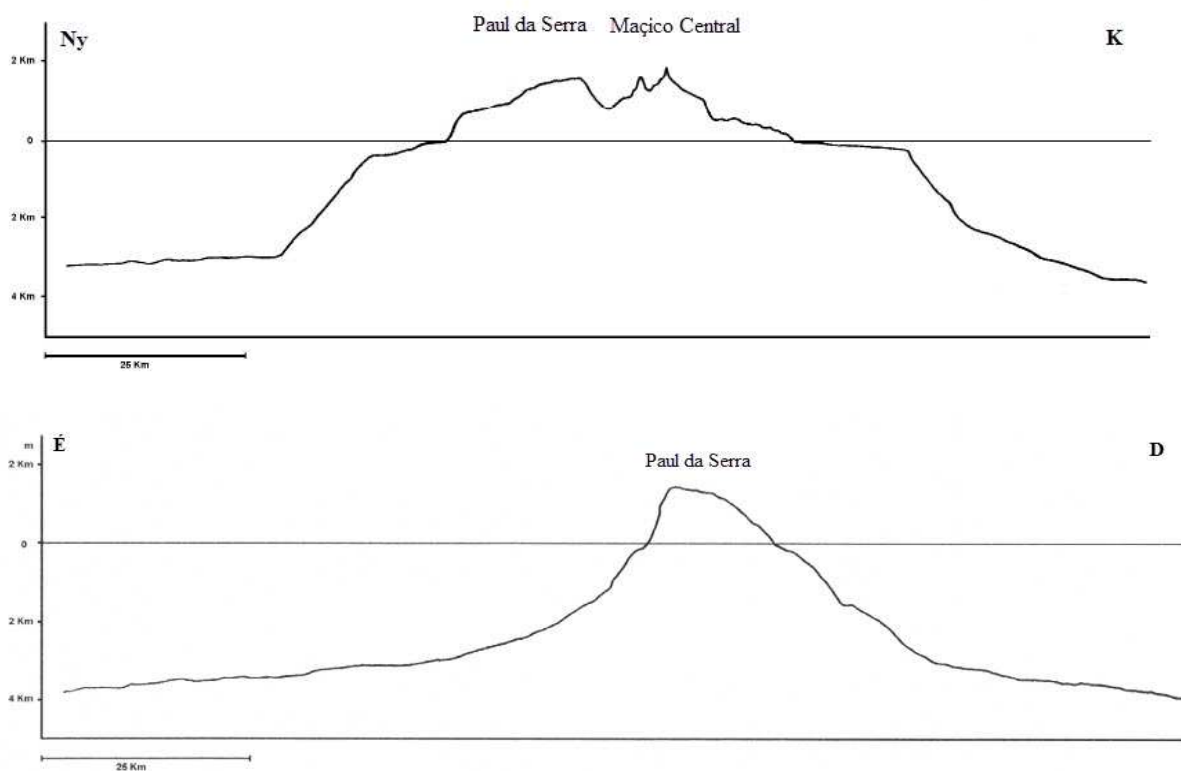
Madeira szigetén sok helyen fordulnak elő hatalmas volumenű laharok által lerakott üledékek. A laharok összetevői lehetnek olyan mállástermékek, melyek a nagy mennyiségű csapadék lezúdulásának következtében törmelékes sárfolyásokká alakulnak. Torrens, nagy esésű vízfolyások medrében haladnak, és nem ritka a völgyfők hátrálása sem (São Vicente, Bonaventura folyók). Másrésről a laharok anyaga a már előzőekben említett csuszamlások és törmeléklavinák által felhalmozott üledéktömegekből is származhat, melyek a hirtelen hullott nagymennyiségű csapadék hatására szuszpenziót alkotnak, majd a völgyek meredeksége miatt rendkívül nagy erővel zúdulhatnak a lejtőn lefelé (Ponta Delgada). A lerakódott törmelék felszíne általában egyenletes, szélesen elterülő és a völgyvonal irányába enyhén lejt. A változatos méretű konglomerátum- és breccsadarabok agyagos mátrixba ágyazódnak (19. kép).



19. kép – A Bonaventura folyó völgyében lahar által felhalmozott üledék

4. Madeira általános geomorfológiai képe

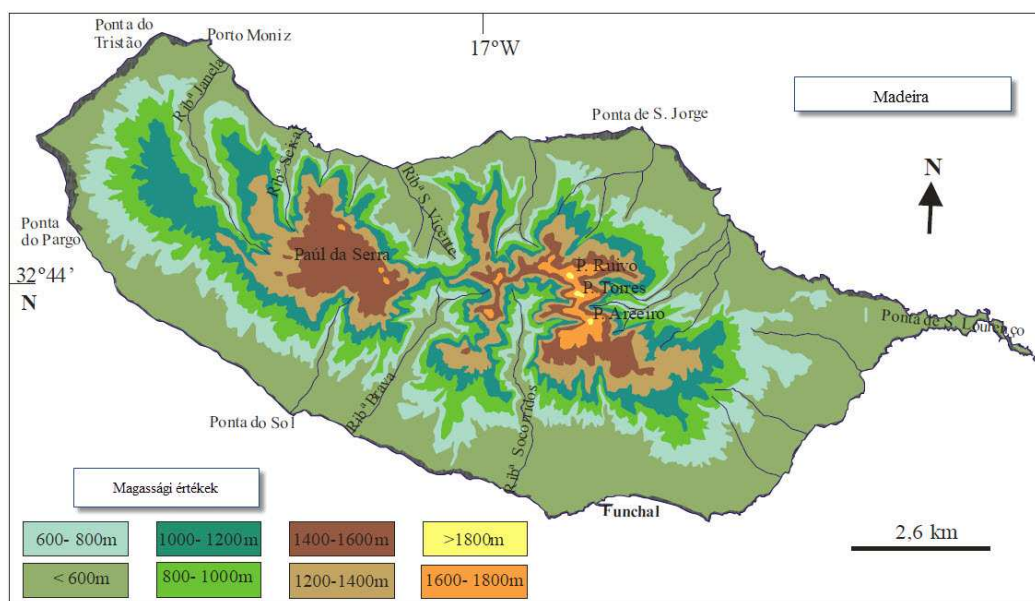
A kialakult vulkáni test mai formáját a klíma, a vegetáció, és a kőzetek erózióval szembeni ellenálló képessége alakították ki. Megfelelő távolságból a tenger felől nézve, a sziget lényegi morfológiai képét a pajzsvulkáni forma és az abba mélyen bevágódott függőleges völgyek, illetve a hullámerózió által kialakított meredek partvonal adja (Ribeiro, 1985). Jellemzően magaspartok alakultak, ki, ezek akár több száz méter magasak is lehetnek (Cabo Girão), alacsony partok csupán néhány helyen vannak (3. ábra). Az ábrán lévő É-D irányú metszeten jól kirajzolódik a felszíni aszimmetria, miszerint az északi oldal konkáv, délen konvex lejtőket mutat. Ennek oka az északi partokon tapasztalható erősebb folyóvízi erózió, melyet a északi szelek dominanciája gerjeszt. Az erőteljesebb erózió ugyanis inkább homorú lejtőket eredményez (lepusztítás fent, felhalmozás a lejtő lábán), míg a domború lejtők az eredeti pajzsvulkáni forma maradványfelszínei.



3. ábra – Madeira É-D és K-Ny irányú keresztmetszete (Prada, 2000)

Kis területének ellenére (736,75 km²) Madeira felszínének negyedrésze 1000 méterrel a tengerszint felé emelkedik. A sziget körülbelül 65%-án fordulnak elő 25%-

nál meredekebb lejtők, 23%-át 25-16%-os lejtők teszik ki, és csupán 12%-ban, mely 85 km²-nek felel meg, fordulnak elő 16%-osnál alacsonyabb lejtésű térszínek (CEEETA, 1989). A lapos területek, illetve viszonylagosan lapos területek szinte elenyészőek. Emiatt a sziget fő exportcikkeit, a banánt, a szőlőt illetve a cukornádat teraszos művelésben termesztik.



4. térkép – Madeira egyszerűsített domborzati térképe (Brum da Silveira et al., 2008)

Madeira geomorfológiailag rendkívül változatos. A következőkben három jellemző térség bemutatása következik, melyek jól mutatják a szigeten előforduló formakincs jelentős részét.

4.1. Maçico Central hegység

A hegység a sziget belső részén helyezkedik el, itt találhatóak a sziget legmagasabb csúcsai. Kiemelendő a Pico Ruivo (1862m), amely Santana városa felett emelkedik (ez a sziget legmagasabb pontja), továbbá a Pico das Torres (1847m), Pico do Arieiro (1818m) (20. kép), Pico do Cidrão (1789m), Pico do Galo (1798m) és Pico do Cedro (1784m).

A látványos csúcsok mellett – melyek jórészt a sűrű telérrendszer mentén emelkednek – a piroklasztitok és lávafolyások által fedett területeken zömmel nagy mélységű, meredek falú völgyek alakultak ki. Ezeket a hirtelen nagy mennyiségű csapadék intenzív eróziója hozta létre.



20. kép – Látkép a Pico do Arieiro csúcsról a telérrendszer látványos kirajzolódásával (saját felvétel)

A hegységben jól látszik, hogy telérrendszer alapvető fontosságú a domborzati elemek megőrzésében. Hartnack (1930) a következő módon írta le a jelenséget: „A piroklasztitrétegeket átszelő telérek növelik a külső erőkkel szembeni ellenálló képességét, akár csak a vasbetonban az acélrudak.”

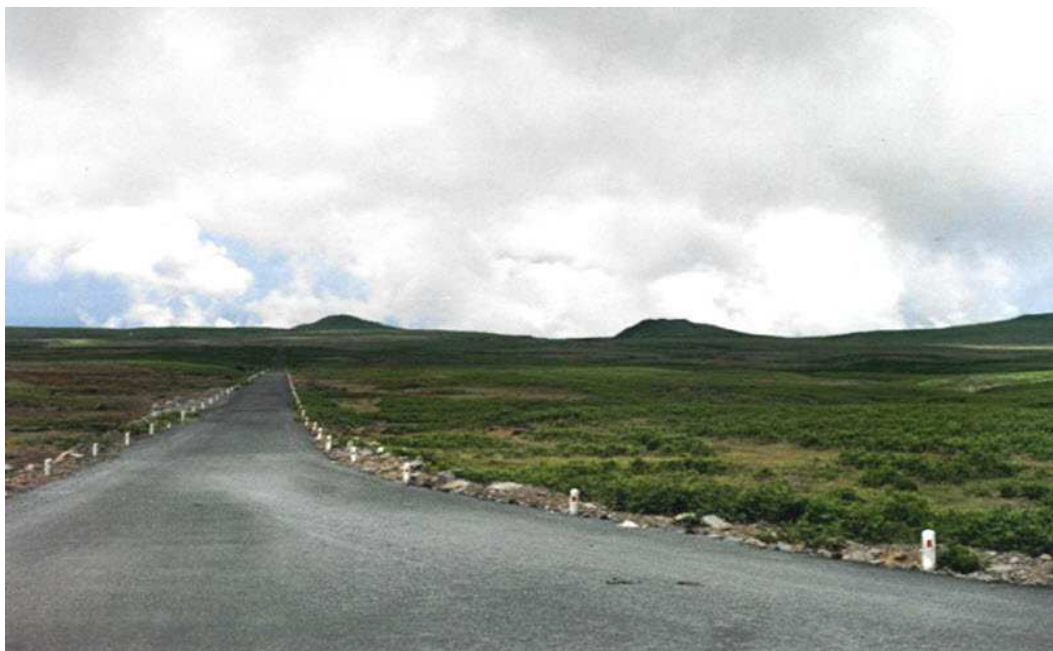
A hegység legfigyelemreméltóbb depressziója a 600 méter mély Curral da Freiras szurdok, mely a Socorridos folyó forrásvidékén található. A völgy felső részén a meder a kevésbé ellenálló piroklasztitrétegeken át egészen az Alsó Vulkaní Komplexum

erősen átalakult rétegeiig vágott be. A középső szakaszon bazaltos lávafolyásba vágódott be a vízfolyás. A vízerózió az egyes felépítő kőzetekre eltérő hatással van, így például míg a felső szakaszon V alakú mély bevágódás alakult ki, addig a középső szakaszon a szelektív denudáció keskeny és szinte függőleges szurdokvölgyet hozott létre.

4.2. Paúl da Serra fennsík

A sziget keleti részén, a Maçico Central hegységtől északon a Brava folyó, délen a São Vicente folyó mély völgyei által elválasztva emelkedik a Paúl da Serra fennsík, mely egyben meghatározó morfológiai egység is. Szerkezetileg a Maçico Central folytatása, melytől az előbb említett folyók vízgyűjtő medencéi választják el. A megközelítően 16 km hosszú és 6 km széles magaslati sík a legnagyobb kiterjedésű osztatlan felszín, amely a szigetet borítja. Legmagasabb pontjai a Chão do Paul rét, mely 1400-1500 méterrel a tengerszint felett helyezkedik el, innen NYÉNY irányba lejt a fennsík, legalacsonyabb pontja 1200 m, összterülete 25 km². Tagolatlan, felszíni lávafolyások rétegei által kialakított fennsík, az egyes lávaárrészletek közé a Középső Vulkáni Komplexum piroklasztitrétegei ékelődnek. Elrendeződése az alatta lévő „ösi” domborzatnak megfelelően alakult ki, a tenger irányába enyhén lejt.

Míg a Chão do Paúl területén a fennsík egyenletes felszínű, addig nyugatabbra több kisebb kiemelkedés fedezhető fel, melyek lejtői DNY-i irányban dőlnek. Ezek kisebb vulkáni szerkezetek, elsősorban salakkúpok, amelyek recens vulkáni működés eredményei, egy időben keletkeztek a São Roque/Paul formációval. Érdekesség, hogy a kiemelkedések, mint általában az egész szigeten, egy egyenesre illeszkednek, azonban ebben az esetben ÉNY-DK, illetve egyes kitörési központok ÉK-DNY-irányban sorakoznak. A kisméretű vulkáni kúpok körül piroklasztit, illetve rövid lávafolyások találhatóak, azonban ezek nem fedik be az egész fennsíkot (Nascimento, 1990) (21. kép).



21. kép – A Paúl da Serra fennsík recens vulkáni salakkúpjai

A fennsík északi oldalán fakadó vízfolyások völgyei sokkal mélyebben bevágódnak, mint a sziget déli partja felé tartó folyók, ennek – mint már korábban is láttuk – az északi oldal nagyobb csapadékegyenlege az oka, emiatt a völgyfők gyorsabban hátrálnak.

A terület másik fontos felszínalakító periódusa a pleisztocénban volt, e korból glaciális, illetve periglaciális üledékeket és felszínformákat találhatunk. A legtöbb glaciális üledék egy Pedras nevű helyen fordul elő, amely Ruivo da Paúltól nyugatra, illetve a Loiral folyó völgyétől délnyugatra helyezkedik el. Az üledékek fő összetevői: prizmás elválású bazaltblokkok, melyek lávafolyások aprózódásából származnak, illetve agyagos mátrixú tillit lepel is megfigyelhető. Jellegzetes morfológiájú U-alakú völgyet, kis méretű cirkuszvölgyeket, kárfülkét, illetve vásottsziklákat (roches moutonées) is nagy számban találunk. A formák kialakulását két fő felszínalakító folyamatnak tulajdonítják: gleccserjég általi tördelő erózió („plucking”), illetve az olvadékvizek beszivárgása általi aprózódás. A Pedras-nál megfigyelhető cirkuszvölgyet gleccserjég és általa végzett tördelő erózió alakította ki, jól megfigyelhető a szélén lerakott végmoréna-sánc (Bennet, 1999). A morénaanyagot főleg prizmás bazaltblokkok adják,

melyeket a jégár a magasabb térszínekről szállított, majd az olvadás után osztályozatlanul rakódott le. Ez a morénasánc a Ponta do Sol folyó forrása (22. kép).

A glaciális formakincs pontos korára az innen ÉNY irányban található Bica da Cana nevű apró kúrtóból származó, helyenként méteres vastagságú hamutakaróból lehet következtetni. Ez a tefraréteg a Paúl da Serra fennsíkon található összes glaciális és periglaciális formát befedi. A tefraszint radiokarbon módszerrel történt kormeghatározása alapján az eljegesedés vége itt 6000-7000 évvel ezelőtre tehető (Geldmacher et al., 2000).



22. kép – Prizmás bazaltblokkokból álló végmorénasánc, Paúl da Serra (saját felvétel)

4.3. Szent-Lőrinc fok

Szerkezetileg szintén a Maçico Central része, attól keletre található. Szabálytalan formájú félsziget, melyet az abrázio pusztít erőteljesen északi és déli irányból egyaránt. Morfológiai szempontból erősen eltér a sziget többi részétől. Sokkal kevésbé emelkedik

a tengerszint felé, ezáltal kevesebb csapadék éri. A külső erőknek egyébként igen kitett felszín egészen az Alsó Vulkáni Komplexumig lepusztult, a terület egyetlen összetartó pillére a telérrendszer. Amennyiben a tengerszint 100 méterrel csökkenne, a Szent-Lőrinc fok összekapcsolná Madiera szigetét Desertas, illetve az alig 4,5 km-re lévő Chão szigetével, ami jól jelezné, hogy ugyanahhoz a vulkáni testhez tartoznak.

Ezen a területen az abráziónak köszönhetően szépen kirajzolódnak a rétegtani viszonyok, illetve a telérrendszer. Egyes helyeken kisebb vulkánok kürtője, magmacsatornája is látható. Ezen kívül az abrázio látványos teraszokat, barlangokat, tornyokat, kapukat hozott létre, melyeket évente nagyszámú turista látogat meg (23. kép). Mivel, mint említettem, a félsziget a sziget többi részéhez képest sokkal kevesebb csapadékot kap, a vegetáció sokkal ritkább, talajfogó növényzet szinte alig alakult ki, emiatt látványos badland térszínek alakultak ki, illetve a vonalas erózió pályái (árkok, barázdák) is jól megfigyelhetők. Az erózióval szemben csak az előző fejezetben ismertetett fosszilis dűnék dacolnak.



23. kép – A Szent-Lőrinc fok abrázios formakincse, mely jól feltárja a rétegtant, valamint a telérrendszert (saját felvétel)

Összefoglalás

Madeira egy negyedidőszaki korú, Atlanti-óceán északkeleti térségében elhelyezkedő, forrófoltos vulkáni tevékenység által kialakult sziget. A vulkáni test tengerszint fölött emelkedő rétegsorozataiban (Alsó-, Középső- és Felső Vulkáni Komplexum) található kiömlési, mélységi magmás, de éppúgy üledékes, illetve metamort kőzetek is. A rétegek összetétele és morfológiája alapján hasadék menti, hawaii, stromboli, vulcanói, pliniusi, és freatomagmás (Surtsey-i) kitörési eseményekre következtetnek. Az üledékes kőzetek a pajzsvulkán tengerszint alatti épülési fázisaiban, illetve a kiemelkedés során és lepusztulás után felhalmozódott törmelékek kőzetté válása eredményeképpen jöttek létre. Az átalakult kőzetek főleg a felszíni kémiai mállás termékei.

A rétegsorokat sűrűn átjáró telérrendszer fontos szerepet játszik a folyamatos köpenyfeláramlás helyének követésében, ezek alapján lehet az egyes rétegek relatív korát is meghatározni. A telérek szilárdító funkciója és a felszíni erózióval szembeni ellenállása jelentős mértékben meghatározza a domborzatot.

A sziget mai domborzata és formakincse a külső erők, illetve ezen belül különösen a lejtős tömegmozgásoknak köszönhető. A külső erők közül a legnagyobb szerepe a szél, a csapadék, az abrázio, folyók és jég eróziós munkájának van. A lejtős tömegmozgások közül a csuszamlások, omlások és laharok kiemelendők mint felszínformáló tényezők.

A felhasznált szakirodalom és a személyes látogatások alapján megállapítható, hogy a sziget viszonylag kis területének (736 km²) ellenére rendkívül változatos kőzettípusokkal és morfológiával rendelkezik. Munkámban ezt a változatosságot igyekeztem bemutatni.

Irodalomjegyzék

- BENNET, H.G. (1811) - Sketch of the Geology of Madeira. *Trans. Geol. Soc. London*, 1:391-398.
- BERNOULLI, D.; HOTTINGER, L.; SPEZZAFERRI, S.; & STILLE, P. (2007): Miocene shallow-water limestones from São Nicolau (Cabo Verde): Cerribeian-type benthic fauna and time constraints for volcanism. *Swiss Journal of Geosciences* 100(2): 215-225.
- BONATTI, E. (1965) Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean. *Bulletin of Volcanology* 28(1): 257-269.
- BRUM FERREIRA, A. (1981) Manifestações periglaciares de altitude na ilha da Madeira. *Finisterra* 16(32): 213-229.
- BRUM DA SILVEIRA, A.; MADEIRA, J.; PRADA, S.; CANHA, R.; FONSECA, P. & RAMALHO, R. (2006) Glacial landforms in Madeira Island (Portugal). *Volume de Resumos do 3º Congresso de Geomorfologia*, Outubro de 2006, Funchal: 41.
- BRUM DA SILVEIRA, A.; MADEIRA, J.; PRADA, S.; CANHA, E.R.; FONSECA, P.; RAMALHO, R. & RODRIGUES, C. F.; (2006) Património Gelológico da ilha da Madeira. O cone de Piroclastos da Sr^a da Piedade (Ponta de S. Lourenço, Ilha da Madeira). *Livro de Resumos da IV Jordanas Internacional de Vulcanologia da Ilha do Pico, Lajed de Pico*, 2 a 6 de Maio de 2006: 68-70.
- BRUM DA SILVEIRA, A.; MADEIRA, J.; PRADA, S.; FONSECA, P.; RAMALHO, R. & RODRIGUES, C. F.; (2008) A new Geological Map of Madeira Island, Portugal. *Abstracts of the 2008 IAVCEI General Assembly, Reykjavík*, in CD-Rom (Monday, Aug. 18th, oral presentations):80.
- RUM DA SILVEIRA, A., MADEIRA, J., RAMALHO, R., FONSECA, P.E., PRADA, S. (2010) Notícia explicativa da Carta Geológica da Região Autónoma da Madeira na escala 1:50.000, Folhas (W) e (E) da ilha da Madeira. ISBN: 978-972-98405-2-4. *Secretaria Regional do Ambiente e Recursos Naturais da Região Autónoma da Madeira. (in press)*
- RUM DA SILVEIRA, A., MADEIRA, J., RAMALHO, R., FONSECA, P.E., RODRIGUES, C. F., PRADA, S. (2010) Carta Geológica da Região Autónoma da Madeira, na escala 1:50.000, Folha da Ilha da Madeira (W) e Folha da Ilha da Madeira (E). ISBN: 978-972-98405-1-7. *Secretaria Regional do Ambiente e Recursos Naturais DA REGIÃO AUTÓNOMA DA MADEIRA. (IN PRESS)*
- BURK, K.C. & WILSON, J. T. (1976) Hot Spots on the Earth's surface. *Scientific American*, 235, 45-57.
- CARVALHO, A.M.G. E BRANDÃO, J.M. (1991) - Geologia do Arquipélago da Madeira. *Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa*: 170 pp.
- CENTRO DE ESTUDOS EM ECONOMIA DA ENERGIA, DOS TRANSPORTES E DO AMBIENTE (1989) – Plano Energético da Região Autónoma da Madeira, Relatório Base.
- ELDERFIELD, H. (1986) Stroncium isotpoe stratigraphy. *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology* 57(1): 71-90.
- FÉRAUD, G; SCHMINCKE, H.-U.; LIETZ, J.; GOSTAUD, J.; PRITCHARD, G & BLEIL, U. (1984) New K-Ar ages, chemical analyses and magnetic data of rocks

- from the islands of Santa Maria (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira Archipelago) and Gran Canaria (Canary Islands) Archipelago 5: 213-240.
- FERREIRA, M.P.; MACEDO, C.R. & FERREIRA, J.F. (1988) K-Ar geochronomy in the Selvagens, Porto Santo and Madeira Islands (Western Central Atlantic): a 30 m. y. spectrum of submarine and subaerial volcanism: *Lunar Planetary Institute* (Abst.) 19: 325-326.
- FONSECA, P.E.; MATA, J. & RODRIGUES, D (1998b) Preliminary data on tectonic lineaments from Madeira Island. *GEOlogos* 2:89-90.
- FONSECA, P.E.; RAMALHO, R.; CACHÃO, .; MATA, J.; MARQUES DA SILVA, C. & RODRIGUES, D (in press) Síntese Geológica da ilha do Portii Santo. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha e Kullberg, J.C., Eds. *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, 2^a Edição, Universidade de Évora, in press.
- FURNES, H (1984) Chemical changes during progressive subaerial palagonitization of a subglacial olivine thoeilite hyaloclastite: A microprobe study. *Chemical Geology* 43(3-4): 271-285.
- GAGEL, G. (1912) Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. *I-Zeitschr. Deut. Geol. Ges.* 64: 344-491 (1913). *II-Zeitschr. Deut. Geol. Ges.* 66: 449-481 (1915). Tradução de A.R. Santos (Lisboa 1969).
- GELDMACHER, J & HOERNLE, K. (2000) The 72 Ma geochemical evolution of the Madeira hotspot (eastern North Atlantic): recycling of palaeozoic (?500Ma) basaltic and gabbroic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 183: 73-92 (Corrigendum in EPSL 186, 333).
- GELDMACHER, J; VAN DEN BOOGARD, P.; HOERNLE, L & SCHMINCKE, H-U. (2000) Ar age dating of the Madeira Archipelago and hotspot track (eastern North Atlantic) *Geochemistry Geophysics, Geosystems* 1, [Paper number 1999GC000018].
- GELDMACHER, J; HOERNLE, K.; KLÜGEL, A.; VAN DEN BOOGARD, P. & DUGGEN, S (2006) A geochemical transect across a heterogeneous mantle upwelling: Implications for the evolution of the Madeira hotspot in space and time. *Lithos* 90: 131-144.
- GOODFRIEND, G.A; CAMERON, R.A.D.; COOK, L.M.; COURTY, M.-A.; FEDOROFF, N.; LIVETTE, E. & TALLIS, J. (1996) The quaternary eolian sequence of Madeira: stratigraphy, chronology, and paleoenvironment interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 195-234.
- GRABHAM, G.W. (1948) - Esboço da formação geológica da Madeira. *Bol. Mus. Mun. Funchal*, 3:65-83.
- HANTRICK, A. A. E BOWLING, D. J. (1973) - A study of the relationships between root and shoot metabolism. *Jour. Exp. Bot*, 24, p. 607-613.
- KLITGORD, K.D. & SCHOUTEN, H (1986) Plate kinematics of the Central Atlantic. In: VOGT, P.R. & Tucholke, B.E. (eds) *The Western North Atlantic Region. Geological Society of America*, vol. M, pp 351-378.
- KLÜGEL, A.; SCHWARZ, S.; VAN DEN BOOGARD, P.; HOERNLE, K.A.; WOHLGEMUTH-UEBERWASSER, C.CC & KÖSTER, J.J. (2009) Structure and evolution of the volcanic rift zone at Ponta de São Lourenço, eastern Madeira. *Bull Volcanol* 71: 671-685. DOI10.1007/s004445-008-0253-7.
- LE MAITRE, R.W.; STREICKEISEN, A.; ZANETTIN, B.; LE BAS, M.J.; BONIN, B.; BATEMAN, P.; BELLINI, G.; DUDEK, A.; EFREMOVA, S.; KELLER, J.;

- LAMEY, J.; SABINE, Ö.A.; SCHMID, R.; SØRENSEN, H. & WOOLLEY, A.R. (2002) *Igneous Rocks, a classification and glossary of terms*, 2nd Edition. *Cambridge University Press*.
- MACEDO, J.R.; SERRALHEIRO, A. & SILVA, L. (1988). Notícia Explicativa da Carta Geológica sa Ilha de S. Nicolau (Cabo Verde) na escala de 1:50000. *Garcia de Orta (IICT), ser. Geol. 11(1-2): 1-32*.
- MADEIRA, J.; MATA, J.; MOURÃO, C.; BRUM DA SILVEIRA, A.; RAMALHO, R. & HOFFMAN, D. (2010) Volcano-stratigraphic and structural evolution of Brava Island (Cape Verde) from 40Ar/39Ar, U/Th and field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196: 219-235.
- MATA, J. (1996) Petrologia e Geoquímica das lavas da Ilha da Madeira: implicações para os modelo de evolução mantélica. *Tese de Doutoramento*, Universidade de Lisboa, 471p.
- MATA, J. (2010) Ilha da Madeira: aspectos petrológicos e geoquímicos. In Cotelho Nieva, J.M.; Ribeiro, A.; Mendes Victor, L.; Noronha, F & Magalhães Ramalho, M. (Eds) „Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História”, Vol. III – *Geologia das ilhas dos Arquipelagos dos Açores, Madeira e Geologia das antigas Colónias: 7-27*.
- MATA, J; BOSKI, T; BOVEN, A. & MUNHÁ, J. (1995) Geocronologia das lavas da Madeira: novas datações K-Ar. *Gaia* 11: 53-56.
- MATA, J. & KERRICH, R. (2000) ¹⁸O systematics od Madeira Islans basalts: petrogenetic implications. *Comun. Inst. Geol. Mineiro* 87_ 53-62. Lisboa.
- MATA, J & MARTINS, S (in press) Petrologia e Geoquímica do arquipélago da Madeira. In Dias, R.; Araújo, A.; Kullberg, J.C. & Terrinha, P. (Eds.), „Geologia de Portugal”, *Escolar Editora*, Lisboa.
- MCARTHUR, J; HOWARTH, R. & BAILEY, T. (2001) Strontium isotope stratigraphy: Lowess Version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *The journal of Geology* 109(2): 155-170.
- MILLER, K.; KOMINZ, M.; BROWNING, J.; WRIGHT, J.; MOUNTAIN, G.; KATZ, M.; SUGARMAN, P.; CRAMER, B.; CHRISTIE-BLICK, N. & PEKAR, S. (2005). The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science* 310(5752): 1293-1298.
- MITCHELL-THOMÉ. R.C. (1974) The sedimentary rocks of Macaronesia. *Geologische Rundschau* 63(3): 1179-1216.
- MITCHELL-THOMÉ. R.C. (1976) Geology of Middle Atlantic Islands. *Gebruder Borntraeger*, Berlin, 382 p.
- NASCIMENTO, S. L. R. (1990) - Estudo Hidrogeológico do Paul da Serra (Ilha da Madeira). *Tese de Mestrado (Univ. Lisboa): 147 pp*
- PEACOCK, M.A. (1926) The petrology of Iceland, pt. 1, the basic tuffs. *Royal Society of Edingburgh Transactions* 55: 51-76.
- PRADA, S. (2000) GEOLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS DA ILHA DA MADEIRA *Dissertação apresentada à Universidade da Madeira para obtenção do grau de Doutor em Geologia UNIVERSIDADE DA MADEIRA FUNCHAL* p. 77-88.

- RAMALHO, R. (in press) Building the Cape Verde Islands. *Springer Theses*. 1st Edition, in press, XVIII, 207p.
- RAMALHO, R.; HELFRICH, G.; COSCA, M.; VANCE, D.; HOFFMANN, D.; SCHMIDT, D.N. (2010a) Vertical movements of ocean island volcanoes: insights from stationary plate *Marine Geology*. 275: 84-95.
- RAMALHO, R.; HELFRICH, G.; COSCA, M.; VANCE, D.; HOFFMANN, D.; SCHMIDT, D.N. (2010B) Episodic swell growth inferred from variable uplift of the Cape Verde hot spot islands *Nature Geoscience*. 3: 774-777-
- RAMALHO, R.; HELFRICH, G.; VANCE, D.; SCHMIDT, D.N. (2010c) Tracers of uplift and subsidence in the Cape Verde Archipelago. *Journal of the Geological Society* 167: 519-538.
- RIBEIRO, O. (1985) - A Ilha da Madeira até Meados do Século XX. *Instituto de Cultura e Língua Portuguesa (Lisboa): 138 pp*
- RIBEIRO, A. (1996) Soft plate tectonics reviewed. *Gaia*. 12: 33-36
- RIBEIRO, A. (1998) What triggers subduction? *Episodes*. Vol. 21, 1.
- RIBEIRO, A. (2002) Soft Plate and Impact Tectonics. *Springer*. Berlin.
- RIBEIRO, L.P.; ECH-CHAKROUNI, S.; MATA, J.; BOVEN, A.; MATTIELLI, N.; HUS, J. & MAERSCHALK, C. (2005) Elemental and lead isotopic evidence for coeval heterogeneities at Madeira/Desertas mantle source. *Actas do VII Congresso de Geoquímica do Países de Língua Portuguesa (Aveiro): 485-487*.
- RODRIGUES, D. (2005) Análise de risco de movimentos de vertente e ordenamento do território na Madeira. Aplicação ao caso de Machico. *Tese de Doutoramento*, Universidade da Madeira, 381p.
- ROMARIZ, C.; (1971A) Notas petrográficas sobre rochas sedimentares portuguesas. XI – Os biocalcaritos neríticos de S. Vicente (Ilha da Madeira). *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa* 12(1): 27-35.
- ROMARIZ, C. (1971B) Notas petrográficas sobre rochas sedimentares portuguesas. XII – Calcáritos afânicos da ilha da Madeira. *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa* 12(1): 55-65.
- SCHMIDT, R. & SCHMINCKE, H.-U. (2002). From seamount to oceanic island, Porto Santo, Central East-Atlantic, *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 91: 594-614.
- SERRALHEIRO, A (1976) A Geologia da ilha de Santiago (Cabo Verde). *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa* 14: 157-369.
- SILVA, G.H. (1957) Nota sobre alguns gastropódes terrestres das ilhas da Madeira e Selvagens. *Memórias e Notícias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra* 44: 33-43.
- SILVA, L.C.; MUNHÁ, J. & BARRIGA, F. (1975) Contribuição para o conhecimento das rochas granulares da Madeira. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal* 19: 203-237-
- STRONCIK, N.A. & SCHMINCKE, H.-U. (2002) Palagonite – a review . *International Journal of Earth Sciences* 91(4): 680-697.
- VEIZER, J. (1989) Strontium isotopes in seawater through time. Annual review of *Earth and Planetary Sciences* 17(1): 141-167.

- WATKINS, N.D. & ABDEL-MONEM, A. (1971) Detection of the Gilsa geomagnetic polarity event on the Island of Madeira. *Geol. Soc. America Bull.* 82: 191-198.
- ZBYEWSZKI, G.; VEIGA FERREIRA, O.; CÂNDIDO DE MEDEIROS, A.; AIRES-BARROS, L.; CELESTINO SILVA, L.; MUNHÁ, J.M. & BARRIGA, F. (1975) Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000. *Notícia Explicativa das Folhas A e B da ilha da Madeira. Serviços Geológicos de Portugal*: 53 p.
- ZHOU, Z.; FYFE, W.S.; TAZAKI, K. & VAN DER GAASST, S.J. (1992) The structural characteristics of palagonite from DSDP Site 335. *Canadian Mineralogist* 30(1): 75p.

NYILATKOZAT

Név: Német Anna

ELTE Természettudományi Kar, szak: Földtudományi szak

NEPTUN azonosító: XUT31I

Szakedolgozat címe: Madeira vulkanosztratigráfiai és geomorfológiai viszonyai

A szakdolgozat szerzőjeként fegyelmi felelősségem tudatában kijelentem, hogy a dolgozatom önálló munkám eredménye, saját szellemi termékem, abban a hivatkozások és idézetek standard szabályait következetesen alkalmaztam, mások által írt részeket a megfelelő idézés nélkül nem használtam fel.

Budapest, 2013. május 15.

a hallgató aláírása