

# A Tongariro vulkanizmusa és 2012.08.06-i kitörésének ismertetése

SZAKDOLGOZAT  
FÖLDTUDOMÁNY ALAPSZAK  
GEOLÓGUS SZAKIRÁNY

**Készítette:** ZEMENY ALÍZ

**Témavezető:** DR. KARÁTSON DÁVID

**Belső konzulens:** DR. HARANGI SZABOLCS

**Külső konzulens:** DR. NÉMETH KÁROLY

EÖTVÖS LÓRÁND TUDOMÁNYEGYETEM  
FÖLDRAJZ- ÉS FÖLDTUDOMÁNYI INTÉZET  
FÖLDRAJZI TANSZÉK

BUDAPEST, 2013

## Tartalomjegyzék

1. A dolgozat célkitűzése.....	3
2. Új-Zéland földtörténete dióhéjban.....	4
2.1. Új-Zéland földtana	
2.2. Új-Zéland vulkanizmusa	
3. Taupo Vulkanikus Zóna (TVZ).....	10
3.1. A terület földtana	
3.2. A Tongariro Vulkáni Központ (TgVC)	
4. A Tongariro vulkanizmusa.....	13
4.1. A Tongariro fejlődéstörténete napjainkig	
4.2. A Te Maari-kráter fejlődéstörténete	
5. A 2012.08.06-i kitörés ismertetése.....	19
6. A Tongariro vulkáni működésének előrejelzése.....	24
6.1. A vulkáni előrejelzés történeti áttekintése	
6.2. Előrejelzési módszerek	
6.3. Tefrokronológia	
6.4. A vulkáni hamu	
6.5. Vulkáni előrejelzés a Tongarirón	
7. Következtetések.....	42
8. Összefoglalás.....	43
Köszönetnyilvánítás	
Irodalomjegyzék	

## 1. A dolgozat célkitűzése

Szakkolgozatom célja az Új-Zéland Északi-szigetén elhelyezkedő Tongariro vulkáni komplexum részletes ismertetése, valamint a vulkán 2012.08.06-i kitörésének kifejtése. A kitörést átélő szemtanúk írásait, illetve észrevételeit is összegzem, amelyek fontosak lehetnek a későbbi következtetésekhez. A kitörések előrejelzésére külön hangsúlyt fektetek, illetve bemutatom, hogy milyen eszközökkel próbálják előre jelezni a kitöréseket, valamint azok veszélyességét.

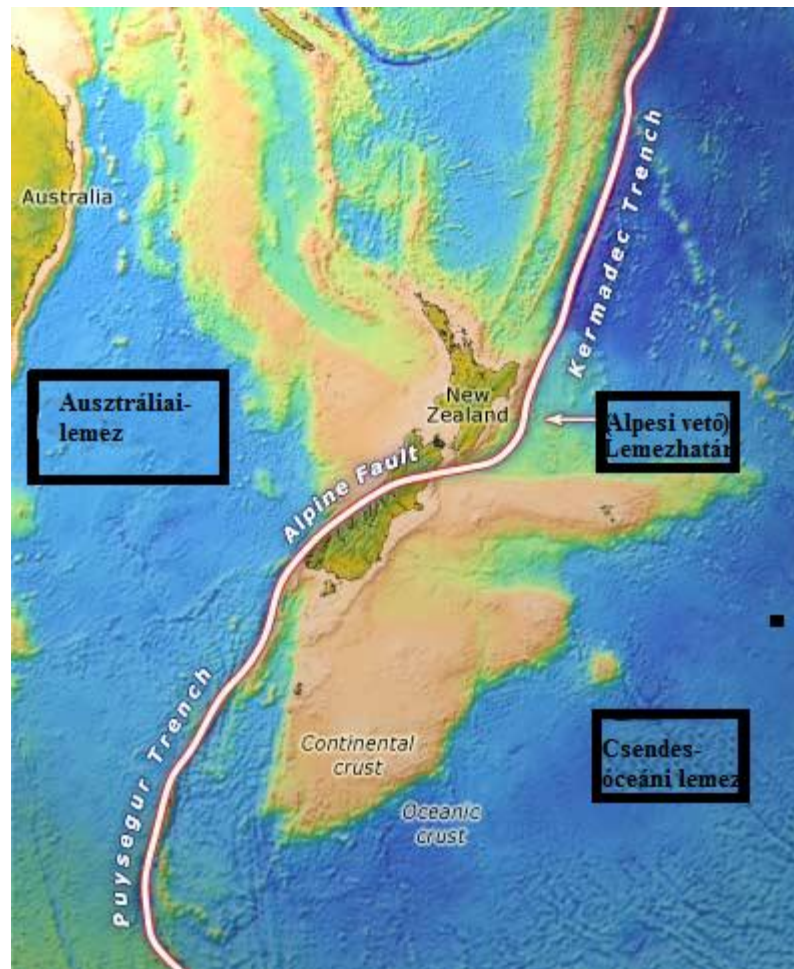
A 2012.08.06-i kitörés a vulkáni komplexum Felső Krátere – maori nyelven Te Maari – területén történt, rövid időbeli lefolyással. A képződmény északi része alatt egy hidrotermális rendszer található. Ez azért fontos tényező, mert robbanásos kitörés magma nélkül is végbemehet, víz közreműködésével. Ennek oka a gázok által kiváltott feszültség, ami abból adódik, hogy a gáztömegek nem tudnak távozni a rendszerből. Ezt freatikus kitörésnek nevezzük. Egy másik lehetséges folyamat, amikor a magmakamrából felfele áramló olvadék befolyásolja a geotermikus mező hőmérsékletét, így okozva robbanást, melyet freatomagmás kitörésnek nevezünk.

Dolgozatomban bemutatom a hamu közettani-geokémiai vizsgálatának jelentőségét is, melynek során e két lehetséges kitöréstípus jöhet szóba. Ahhoz, hogy meghatározzák a kitörés jellegét, a friss vulkáni üveget, illetve üvegszilánkot kell megvizsgálni a mintákban, mely a magma hirtelen szétrobbanásából származik és a hamumintákban a kitörés után is tükrözi a magma sajátosságait. Ez nagyon fontos tényező a kitörés utáni helyzet feltérképezésében, majd az azutáni állapot megállapításában és a várható események előrejelzésében.

## 2. Új-Zéland földtörténete dióhéjban

### 2.1. Új-Zéland földtana

Új-Zéland egy kisebb, levált darabja annak a hosszan ÉNY-DK-i irányban húzódó, elmerült kontinentális lemeznek, amely tovább sodródott Ausztráliától, egészen mai helyzetéig. A két lemez – melynek találkozását az 1. képen, a szigeten végighúzódó vonal mutatja (1. kép) – jelenleg egymásnak nyomódik, ezzel a földkéreg kiemelkedését okozza Új-Zéland területén.



**1. kép:** Az Alpesi vető (Alpine Fault) elhelyezkedése Új-Zéland területén, az Ausztráliai-lemez (Australian Plate) és a Csendes-óceáni-lemez (Pacific Plate) találkozásánál (**Kép forrása:** GNS Science).

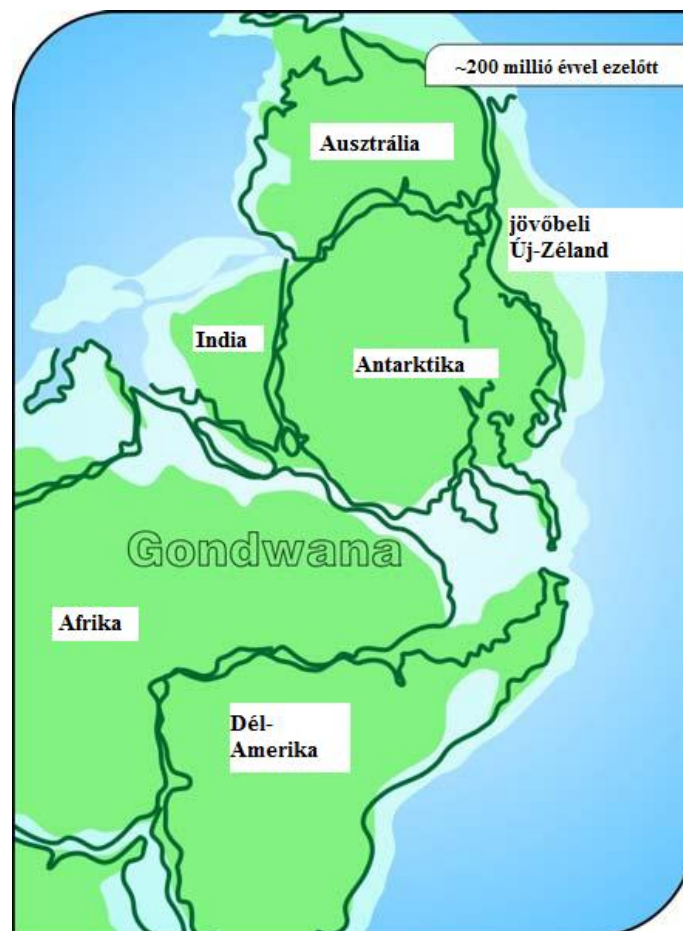
Ez a vonal az Alpesi vető (2. kép). 1941-ig azonban nem ismerték ezt fel, főként délen, ahol a terület nehezen járható, elszigetelt volt.



**2. kép:** Az Alpesi vető (Alpine Fault) átszeli a Déli-szigetet  
(Kép forrása: GNS Science).

A Déli-sziget legnagyobb területe – beleértve a déli alpesi területek nagy részét – sárgásszürke üledékes kőzetből áll, amit grauvakkénak (greywacke) hívnak. A kőzet rétegei és ritka fossziliái azt sugallják, hogy ezek egykoron a tengeralfjaton rakódtak le, de legtöbbjük később felgyűrődött és nagy táblákra töredezett. Nyugat és kelet felé a grauvakke üledékek fokozatosan átalakultak palákká, metamorfózist jelezve. Ez azt jelenti, hogy kialakulásukhoz nagy hő és nyomás volt szükséges. Az Északi-szigeten is megtalálható a grauvakke, de csak a magasabb hegységekben fedezhetők fel, mint például a Tararua. Más területeken betemetődtek fiatalabb üledékes kőzetekkel. Az Északi-sziget északi részén a grauvakkét befedték a vulkanikus kőzetek vastag rétegei.

Új-Zéland legidősebb kőzete 510 millió éves, a kambriumi időszakból származik. A prekambriumból Új-Zélandon nincsenek kőzetek. A kambriumból – 510 millió éve – származnak az első fossziliák, melyek az élet bizonyítékai. Akkoriban a kontinensek máshogy helyezkedtek el Földünkön, Ausztrália, Antarktika, India, Afrika és Dél-Amerika egy kontinenst alkotott, a Gondwanát, amely a déli féltekén helyezkedett el. Új-Zéland a Gondwana újonnan érkezett „vendége” volt. Hosszú ideig Gondwana szegélyét képezte, és csak később, 85 millió éve vált le róla és vándorolt a mai Csendes-óceán területére (3. ábra).



**3. kép:** Új-Zéland (New-Zealand) elhelyezkedése a Gondwanán, 200 millió évvel ezelőtt  
(Kép forrása: GNS Science).

Az említett kambriumi alapkőzet nagy része újraképződött anyagból származik. Gondwana folyói az üledéket a tengerbe hordták. Az üledékek sok millió éven át a tengeraljazaton halmozódtak fel. Később a tengeráramlások ismét Gondwana felé szállították őket. Ott ismét leülepedtek, majd felgyűrődtek a kontinens szélén, létrehozva ezzel új, partvidéki hegységeket és megnövelve Gondwana területét. Új-Zéland alapkőzetei a kontinens szélén alakultak ki, a folyton megismétlődő folyóvízi eredetű tengeri üledék lerakódás és későbbi hegységépítés ciklusai során.

A késő devon és karbon időszakban az üledékes kőzetek jelentős részét nagy hő és nyomás érte, így metamorf kőzetekké alakultak, mint a gneisz vagy a pala. Volt, ahol akkora volt a hőmérséklet, hogy megolvasztotta a kőzeteket, azok ilyenkor újrakristályosodva gránittá vagy diorittá alakultak. Ezeket most a Déli-szigeten lehet megtalálni.

A legidősebb üledékes kőzet a Cobb-völgyben található, kambriumi korú. Jóval később, mintegy 300 millió évvel ezelőtt Ausztrália és Antarktika gondwanai területeinek üledékei elkezdtek felhalmozódni az óceánban, a korábban említett módon, miszerint ezek az üledékek a tengeraljazat lejtőin, völgyek és kanyonok alján lerakódtak. A homoküledékeket a folyók a tengerbe hordták, turbulens áramlatokkal. Az iszapos, vékony rétegek, melyek e folyamat során alakultak ki, a periódusok között lassan lerakódtak és betakarták az előbb említett tengeri üledékeket. 200 millió év alatt több tízezer méter üledék rakódott le és építette Gondwana szélét. Ezek eltemetődtek, deformálódtak és a nagy nyomásnak köszönhetően jellegzetes kőzetté formálódtak, amit Torlesse grauvakkénak hívunk. Új-Zéland több mint felét ez a kőzet alkotja. Sok kvarcot és földpátot tartalmaz, amelyek a gránit fő alkotói. A későbbi kutatások kimutatták, hogy Észak-kelet Ausztrália gránitjából származnak.

250 millió éve az óceáni aljzat elkezdte Gondwana partjai felé tolni az üledékeket. Ahogy az aljzat közeledett a szuperkontinens széléhez, úgy töredezték fel, illetve koptatódtak le az üledékek. A Torlesse üledékek a kollíziós zóna felé haladtak (200-160 millió éve), és az üledék felhalmozódás bázisánál a kőzetek átalakultak. A nyomás és a hő széttörte az üledékeket, majd ezek újrakristályosodtak és gránátot, csillámpalát tartalmazó kőzetté alakultak, amit Haast paláknak hívunk. Az ásvány kristályai jól mutatják a hőmérséklet és nyomás mértékét. Innen tudjuk, hogy a Torlesse grauvakke a legjobban metamorfizált típusa a Haast palának. Körülbelül 300 °C –on és több mint 10 km mélységben keletkezhetett.

Körülbelül 105 millió évvel ezelőtt, a krétában a földkéreg kőzetanyagának egy része elérte azt a hőmérsékletet, ahol megolvadt. Így ezek felfele mozogtak, majd megszilárdulva gránittá alakultak. Egy szétnyíló hátság hozta létre a későbbi Tasman-tengert – 85 millió évvel ezelőtt – beleértve a későbbi Új-Zélandot, ami ezután levált a Gondwanáról.

Ahogy Új-Zéland távolodott a szétnyíló területtől, kérge elkezdett kihűlni és sűrűbbé válni. A mély fekvésű terület elkezdett fokozatosan süllyedni az óceánba. Az oligocénra – 35 millió éve – a mai Új-Zéland kevesebb, mint egyharmada maradt tengerszint felett, szigetek formájában. Ez idő alatt halmozódtak fel kőolaj készletei, valamint mészkőrétegei. Ma, az Északi-sziget partjait üledékes kőzetek alkotják, amelyek folyamatosan képződnek. A Déli-szigeten ezek az üledékek 25 millió évvel ezelőtt lepusztultak, amikor egy tektonikus elmozdulás elkezdte Új-Zélandot kettéválasztani. Északon, a Csendes-óceáni-lemez aljzata elkezdett süllyedni az Ausztráliai-lemez alá, olyan nyomási repedéseket okozva, amelyek csatlakoztak az Alpesi vetőhöz. Ennek hatására a vető kettészelte Új-Zélandot. A két terület elkezdett forogni, később egymásnak ütköztek. A kiemelkedések és a vulkanizmus fokozódni kezdett és a hegységképződés 5 millió évvel ezelőtt indult meg.



## 2.2. Új-Zéland vulkanizmusa

Ez alatt az idő alatt vulkán-kitörések zajlottak a területen, amely még messze volt a jelenlegi aktív vulkáni területektől. Hatalmas bazalt vulkánok formálták a Banks- és Otago-félszigetet. Dunedin ma egy lepusztult vulkán helyén áll, amely először 13 millió évvel ezelőtt tört ki. Tíz millió éve szűnt meg az aktivitás ezen a területen.

Az utolsó két millió évben – a negyedidőszakban – az Északi-szigeten heves vulkanizmus volt jellemző, ahol több területen került olvadt kőzet a felszínre. A legnagyobb és leghevesebb vulkánok nem a kúp alakú vulkánok, hanem hatalmas mélyedések, melyeket kalderának hívunk. Új-Zélandon ezekből a vulkántípusból sok van, beleértve a Taupo, Rotorua és Okataina kalderákat. Ismétlődő katasztrofális kitörések során 1,6 millió éven keresztül több kalderában tavak keletkeztek, mint pl. a Taupo vagy Rotorua esetében. Ezeknél a nagy kitöréseknél a robbanás anyaga nagy területeket borított be izzó, horzsaköves hamuárrakkal.

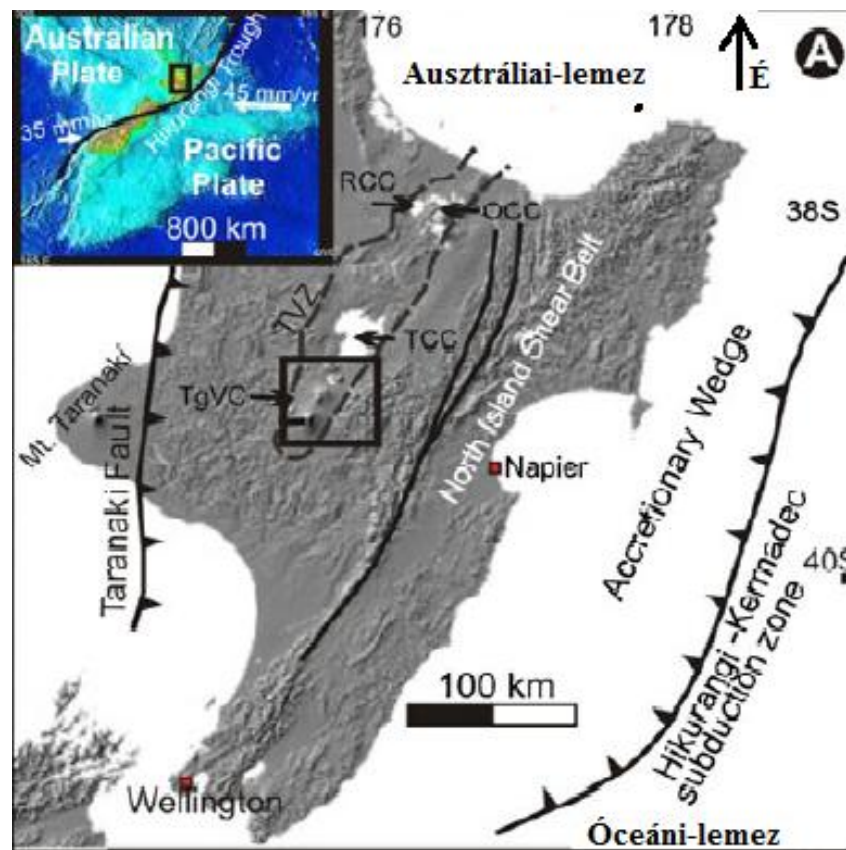
Amikor a lerakódott piroklasztit konszolidálódott, vulkáni törmelékes kőzetté alakult, amit ignimbritek nevezünk. Ignimbritek a kalderák környezetében több száz négyzetkilométert borítanak. A piroklaszt szórásból származó hamu ugyanakkor több ezer kilométerre is elszállíthatott. A számos kitörés, mely a negyedidőszakban történt és szétszórta hamuját Új-Zélandon, jól használható korjelző szinteket alkot.

Az Északi-sziget vulkanizmusa folytatódik a jelenkorban is. 1800 évvel ezelőtt a Taupo, az egyik legnagyobb kitörést okozta a Földön az utóbbi 5000 év során. Ezt követően a Tongariro, Ruapehu és Taranaki időszakos kitörései szórták szét hamuüledékeiket az egész országban. A holocénben számos vulkán alakult ki Auckland területén is. Egész Új-Zéland napjainkban is emelkedik és a földrengések, vulkánkitörések folyamatosak.

### 3. Taupo Vulkanikus Zóna (TVZ)

#### 3.1. A terület földtana

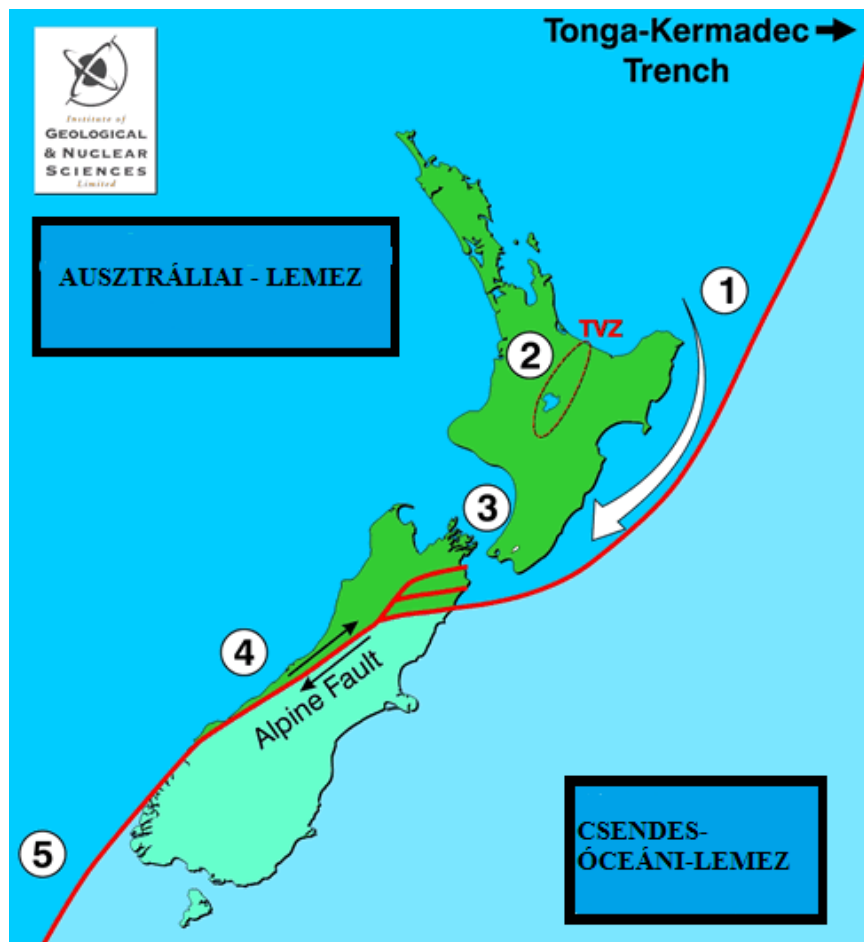
A Taupo Vulkanikus Terület (TVZ) egy ívmögötti vulkanikus rendszer (4. kép), Új-Zéland Északi-szigetének közepén, ahol a Csendes-óceáni-lemez az Ausztráliai-lemez alá bukik (Smith et al., 2005). Szokatlan jelenségként a vulkáni ív extenzió hatására, riftesedéssel szétszakadt. A jelen vulkanizmusnak a TVZ a középpontja, uralkodóan riolittal és kevesebb andezittal, bazalttal, dácittal.



4. kép: A TVZ , illetve a Tongariro Vulkaní Központ (TgVC) elhelyezkedése az Északi szigeten (Pardo et al., 2011).

A TVZ a Föld egyik legaktívabb riolit vulkáni területe (Smith, 2005). A lemezek távolodásának hatására egy rift zóna alakult ki, a Taupo riftzóna (5. kép), amelyhez évente mintegy 7 mm-es távolodás, sekély földrengések és kivételesen magas hőáram társul (Smith, 2005).

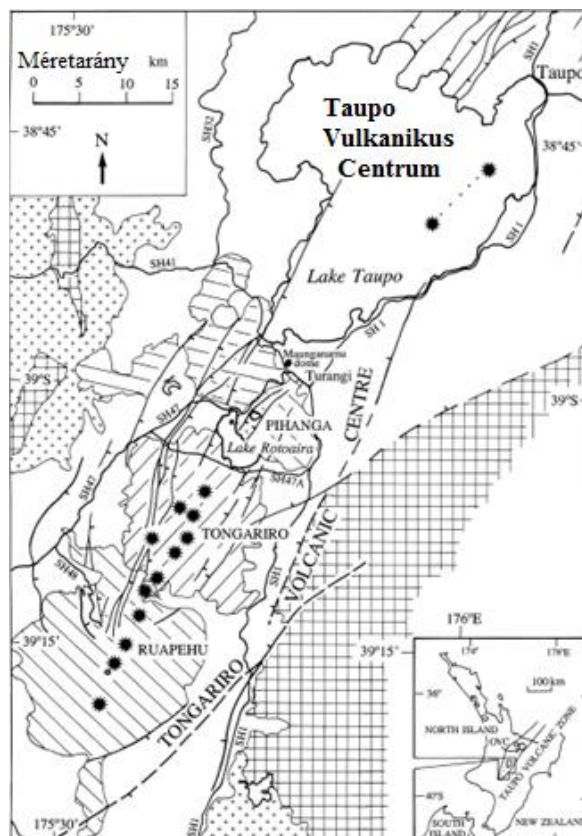
A Taupo riftnek – mely a Taupótól egészen a Ruapehu déli részéig terjed – legdélebbi szegmense a Tongariro-egység, melyen belül a Tongariro Vulkáni Központ (TgVC) is elhelyezkedik (Smith et al., 2005).



**5. kép:** A TVZ lemeztectonikai helyzete. Számok: 1= A lemezek kollíziója, 2= A TVZ a közeledő lemezek hatására szétszakad, 3= Az Északi- és Déli-sziget oldalirányban összenyomódik, 4= A Déli-Alpoknál a lemezek egymás mellett elcsúsznak, 5= Az Ausztráliai-lemez a Csendes-óceáni-lemez alá bukik (az ellenkezője annak, ami az Északi-szigeten történik) (Forrás: GNS Science).

### 3.2. Tongariro Vulkanikus Központ (TgVC)

A TgVC a főleg andezites vulkanizmus központja, mely a TVZ terület délnyugati részén fekszik (6. kép). Az aktív vulkanikus zóna 250 km-re terjed északkelet felé, átszelve az Északi-sziget középső részét. A zóna négy fő andezites masszívumot foglal magában, a Kakaramea-Tihiát, Pihangát, Tongarirót és Ruapehut (Cole és Nairn, 1975; Cole, 1978). Jelenlegi két legaktívabb tagja a 110 km<sup>3</sup>-es Ruapehu és a 60 km<sup>3</sup>-es Tongariro. E vulkánokat gyűrűszerűen körbeveszik az üledékek (Anja et al., 2012). A TgVC-n belül a Tongarirót egy maradványsíkság övezi, mely a Rangipo kitöréssorozatból maradt fenn. Hét fő kitörési egységre bontják a sort, melyek piroklaszt üledékekből állnak. A robbanások közötti időszakokban is voltak kitörések, illetve epiklasztképződés (pl. fluviális üledékek). Ezek kiterjedése nagyméretű, a teljes Rangipo síkságot betérítik (Pardo et al., 2011).

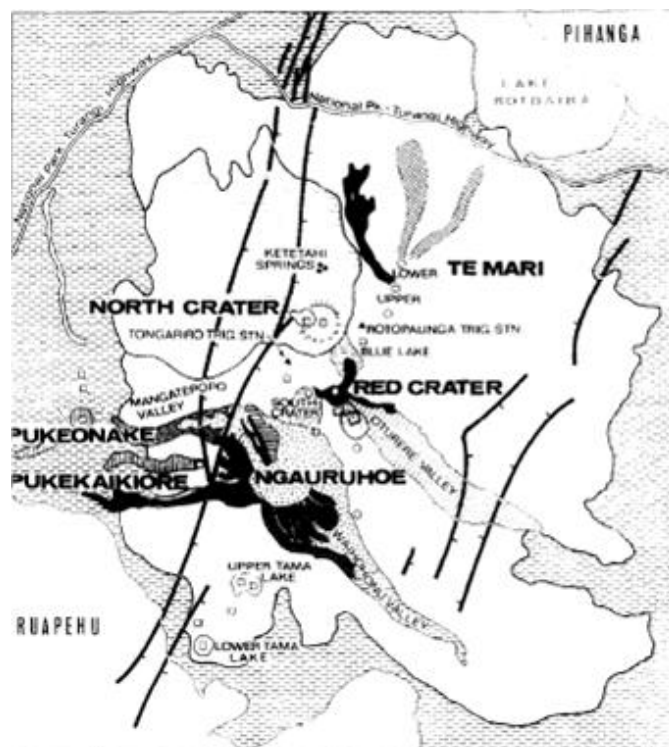


**6. kép:** A TgVC elhelyezkedése a Taupo Vulkanikus Zónában (Nairn et al., 1998). A csillag jelölések a ~10-15 ezer éves aktív kúrtöket jelölik. A jobb alsó sarokban lévő kép a TgVC elhelyezkedését mutatja.

## 4. A Tongariro vulkanizmusa

### 4.1. A Tongariro fejlődéstörténete napjainkig

A Tongariro egy nagy kiterjedésű vulkáni komplexum (7. kép), melyet a Rangipo Lahar síksága vesz körül (Cole, 1977). Maga a komplexum nem a vulkánok általános képét mutatja. Nem szabályszerű kúp alakú képződmény, hanem egy szabálytalan rendszer, amit a magma különböző helyen való felszínre törése okoz. A Tongariro egymásra épült vulkáni kúpokkal és kráterekkel, közepes nagyságú kalderával jellemezhető, számos területén többféle vulkáni kísérőjelenségekkel. 17 vulkánosztatográfiai egység tartozik a komplexumhoz, főként andezit, kevesebb bazalt-andezit és dácit összetevőkkel (Hobden et al., 1999). A Tongariro legidősebb tagja a Tama-tóban robbanással keletkezett, 275 ezer évvel ezelőtt (Hobden et al., 1999).



**7. kép:** A Tongariro kürtői (vastag betűvel ellátott kürtőnevek), a terület főbb vetői (tüskés vonalak) és lávafolyásai (feketével jelzett területek) (Cole, 1978).

A vulkáni együttes (8. kép) közel 2000 méter magas, 30 kilométer átmérőjű aktív vulkáni terület, amihez hozzátartozik a pár kilométerre lévő Ngauruhoe vulkán is (2278 m). A Tongariro középső része, amelyet fiatal, pár ezer éves kúpok alkotnak, lefedik a mai Ngauruhoe-vulkánhoz hasonló idősebb, lepusztult vulkáni kúpokat (Németh, 2012). A vulkán idősebb alapját fiatalabb kúp fedi és azokon, kráterek találhatóak, mint például a Vörös-kráter.

A Tongariro abban az andezites lávából táplálkozó vulkáni övezetben van, melyet délről a 3000 méter magas Ruapehu-vulkán zár, északról pedig andezites lávadómok, melyek közel egy millió évesek. A Tongariro és a Ruapehu között fontos különbségek figyelhetők meg, nevezetesen a Ruapehu kráterének helyzete alig változott, ezzel ellentétben a Tongariro alatti magma körülbelül 10 kilométeres körzeten belül folyamatosan vándorolt, építve ezzel a masszívumot.

A Vörös-kráter mellett említésre érdemes az Északi-kráter, mely az egyik legnagyobb vulkánnak tekinthető a masszívumban. Az Északi-krátert tekintik a Te Rato robbanásos kitörés helyének, a 9800 éve kezdődő Mangamate sorozat első kitörésének, mielőtt lávával töltődött volna fel a terület. A kráterkitöltés folyamata 4800 évvel ezelőtt történt. Minden működés megszűnt ezen a területen, mely az előzménye volt a Taupo Ignimbrit kitörésnek (Topping, 1973). A Kék-tó kráter 9700 évvel ezelőtt alakult ki és a Mangamate Tefra üledéket produkálta – az utolsó kitörést a sorozatban – (Topping, 1973), hamurétegei megtalálhatóak több tíz kilométer távolságban is, több centiméter vastagon. Az egyik legnagyobb kitörésnek tartják a Tongariro történetében és hatalmas területen szórta szét hamuját (Topping, 1973).

A másik fontos kráter a Te Maari-kráter, melyet két részre tagolnak. Az Alsó-Te Maari-kráter lehet a forrása a Rotoaira Tefra néven ismert hamurétegnek. Az Alsó-Te Maari-kráternél méretben jóval kisebb és fiatalabb lávafolyások forrása a Felső-Te Maari-kráter, mely szabálytalan alakú és az Alsó-Te Maari-kráter felett található (Németh, 2012).



**8. kép:** A Tongariro vulkáni komplexum észak-keletről tekintve. Tagjai, a Ruapehuval (A) a háttérben: Ngauruhoe (B), Északi-kráter (C), Vörös-kráter (D), Kék-tó/Központi-kráter (E), Felső-Te Maari-kráter (F), Alsó-Te Maari-kráter (G) (**Kép forrása:** Geonet).

A Tongariro (vulkáni masszívum) legalább  $260 \pm 3$  ezer évig volt aktív (Hobden et al., 1999) és ez idő alatt főleg bazaltos andezites és andezites lávakitörései, illetve robbanásos kitörései voltak, melyek a törmelékárak és laharok üledékeivel együtt, körülbelül 75 ösztérfogatúak (Hobden, 1997). Fejlődési periódusai 210-200, 130-70 és 25 ezer évvel ezelőttre tehetők (Hobden et al., 1999). Az idős kürtőcsatornákat és üledékeket már fiatalabb vulkáni együttesek takarják, bár idősebb kürtők fellelhetők északnyugat-délkeleti irányban a Tongariron keresztül (Matthews 1967).



Az utóbbi 15 ezer évben a kúrtók egy 25 km hosszú, északnyugat-délkelet irányú zónában sorakoztak, ami részben azt jelenti, hogy ott normál-vetők határolták ezt a területet. A Pahoka-Mangamate sorozatot Nairn et al. (1998) hét fő egységre osztotta PM1-től PM6-ig. Két névtelen andezites és három, szilíciumban gazdag tefra ugyanebbe a formációba sorolandó. Nairn (1998) szerint a PM1-PM6 sorozatok összetett csatornákból származnak és körülveszik a Tongarirót.

Azt is megállapította, hogy a Pahoka-Mangamate sorozat szakaszosan képződött, mindegyik a 200-400 ezer évvel ezelőtti időszakban. A történelmi időkben több mint 85 vulkáni kitörés volt a Tongarirón, beleértve Ngauruhoe vulkánt is (Siebert és Simkin, 2000) de ezen kitörések legtöbbje kicsinek mondható ( $VEI \leq 3$ ) (Hitchcock és Cole, 2010).

A Tongariro legfiatalabb kitörése az 1892-1896 közötti időszakban történt a Te Maari-kráter területén. Az első robbanások szemtanúk elmondásai – amik később beigazolódtak – és kutatók véleménye alapján igen kisszemű és finom hamut produkáltak hatalmas robaj kíséretében, ami azt jelezte, hogy a magma, mely feltehetőleg kis térfogatú volt, vízzel érintkezett és ennek következtében úgynevezett freatomagmás kitörést indukált (Németh, 2012).

Hogy mikor, melyik vulkanizmus kezdődött a TgVC-ben, nem tudjuk pontosan (Cole, 1978). Labradoritos piroxén andezit kavicsok tűntek fel a felső pleisztocén konglomerátumokban a Wanganui terület sorozatában (Fleming, 1953), de a legidősebb láva a Tama Lake-ből származik, ezt 26 ezer  $\pm 0,003$  millió évesre becsülik (Stipp, 1968).



#### 4.2. A Te Maari-kráter fejlődéstörténete

A Te Maari-kráter vulkanizmusát nagymértékben befolyásolja az alatta elhelyezkedő hidrotermális rendszer. A terület vulkáni működéséről két olyan kitörés szolgáltat információt, melynek szemtanúi is voltak (Massey University, 2012).

A Te Maari-kráter kitöréseinek kezdeti freatikus-freatomagmás robbanási szakaszai voltak, melyek a rövid vulcanói kitörések formájában jelentkeztek. Ezek a kitörések horzsakő lapillit, izzó bombákat és finomszemcsés hamut produkáltak (Massey University, 2012).

A Tongariro északi részén legalább három nagyméretű pliniusi kitörés sorozat történt. A 13,8 ezer évvel ezelőtti Rotoaira Lapilli, mely az Alsó Te Maari- kráter területén következett be, a 9,8 ezer évvel ezelőtti Te Rato Lapilli az Északi-kráternél és a 9,7 ezer évvel ezelőtti Poutu Lapilli, a Kék-tó területén. Ezek a kitörések tekinthetők a legnagyobbaknak, a történelmi kitöréseket tekintve nagy magnitúdó jellemezte őket, illetve legalább egy magnitúdóval nagyobbak voltak, mint a TgVC zónán belüli kitörések az elmúlt 9,7 ezer évben (Topping, 1974; Nairn et al., 1998).

Vannak olyan adatok, melyek vitathatóak és bizonytalanok a kitöréseket illetően. Mindössze két kitörés van, melynek szemtanúi is voltak a Te Maar-kráternél. Ezek 1892 és 1896-ban következtek be, majd Hill H. és Friedlaender B. írta le őket (Massey University, 2012).

A Rotoaira Tefra (13,8 ezer év) az Alsó- Te Maari- kráterből származhat, ezt alátámasztja a tefra és a kráter körüli rétegek kémiai hasonlósága, valamint a tefra eloszlása. A lávafolyások kora is egyezik a Rotoaira Lapillióval. A legfiatalabb láva a Felső-Te Maari-kráterből származtatható. Topping (1974) faévgűrű vizsgálattal meghatározta a korát, mely 1528-ra esett.

A legkorábbi ismert kitörés 1855-ben történt, melyet „hamuszórának” neveztek, és feltehetőleg a Vörös-kráternél vagy a Te Maari-kráternél játszódott le. Az 1869-es kitörést tekintik a Felső- Te Maari-kráter kialakulásának, de ez még nem bizonyított. R.T. Batley jelentése szerint 1869-ben a Ruapehun történt egy nagy robbanás, mely közrejátszhatott a Tongariro kitörésében. Hill (1891) is feljegyzett kitörést 1869-ben, egy földrengéshez kapcsolódóan (Massey University, 2012).

Ha ez igaz, akkor egy vulkanói kitörés történhetett, mely vulkáni bombákat és blokkokat produkált. Kitörést jegyeztek fel 1886-ban is, ezt szintén R.T. Batley adta közre. Az 1896-os kitöréssorozat novemberben kezdődött, kisebb robbanásokkal.

Ez az állapot december 15-éig tartott. Ez alatt november 13-án szemtanúk földrengést jelentettek, illetve az első robbanás 40 percig, a második óráig tartott. Később, 24-én fekete hamu szóródott, majd december elsején hamufelhő takarta el a Ngauruhoet és Ruapehut a Tongariroról nézve (Massey University, 2012).

December első hetében és 11-én is két robbanás következett be a Te Maari-kráterekből. 14-én a duzzadó hamufelhőnek sötétvörös színe volt, villámlás, vulkáni bomba és blokkszórás történt. 15 percig tartott a szemtanúk szerint a kitörés. A hamufelhő sötétvörös színe sem a robbanás előtt, sem pedig az után nem volt megfigyelhető, csak a kitörés lezajlása alatt észlelték. Laharok és salakarak zúdultak le a Tongariro oldalán, a Rotoaira tóba. A Felső-Te Maari-kráter mintegy 4,5 tonna blokkot produkált, az egyes darabokat akár 800 méterre is kihajította a krátertől a robbanás. Az Alsó-Te Maari-kráter hamuval telt meg, salak és kőzetdarabok borították a területet, melyek elértek egészen a Vörös-kráterig. Egy új hasadék is képződött 400 méterre a Te Maari-kráterektől (Massey Universtiy, 2012). Ezen kívül lehetségesnek tartanak még egy kitörést 1928-ból, melyet Gregg (1960) írt le, ez azonban nem lett megerősítve más feljegyzésekben.

## 5. A 2012.08.06-i kitörés ismertetése

Az augusztus 6-i kitörésnek voltak előjelei, amelyeket a GNS Science munkatársai folyamatosan vizsgáltak. Ezek kis földrengésekben jelentkeztek július 13-án, melyek 2,5-ösnél kisebb erősségűek voltak. Számuk 20 körüli volt, de gyorsan befejeződtek. Újrakezdődtek 18-án, illetve 19-én, majd 20-án számuk megsokszorozódott (Scott, 2012a). Ez már okot adott arra, hogy 1-es jelzésre tegyék a figyelmeztetést, mivel ezek a jelenségek azt mutatták, hogy a vulkánban nyugalanság uralkodik. Ezek a kisebb méretű földrengések általánosak a Tongarirónál (9. kép), de általában csak kétévente következnek be. Az augusztus 13-i földrengéseket az Emerald-kráter és a Te Maari-kráter között észlelték. A Te Maari-kráter a Tongariro északi részén helyezkedik el és ez egyben az a terület is, melyen legutoljára (1896-ban) aktivitást észleltek (Scott, 2012a).



**9. kép:** A Tongariro látképe, illetve a Felső-Te Maari-kráter, a kitörést megelőző napon, észak-nyugatról nézve (Németh K., Massey University, 2012).

A július 23-i jelentés a gázminták analiziséből kimutatta a vulkáni gázok jelenlétét. A GNS Science előző mintái jól mutatták, hogy vulkáni és hidrotermális gázok, valamint fluidumok keverednek a vulkán alatt (Scott, 2012b). A vizsgált minták a vulkáni gáz mennyiségének növekedésére utaltak, ami mutatta, hogy a vulkán állapota nem stabil. Ezt a szeizmikus adatok is jelezték és a 23-i gázmérések is alátámasztották (Scott, 2012b).

A Tongariro augusztus 6-án, hétfőn, éjjel előtt tört ki – hatalmas robaj kíséretében – több mint száz év után (10. kép). A kitörést megelőző órákban szeizmicitás erősebb jeleit nem észlelték, de a szakembereknek nem okozott meglepetést a kitörés, mivel a korábbi vizsgálatokból ennek bekövetkezése valószínűsíthető volt.



**10. kép:** A Tongariro a kitörést követő napon (Németh K., 2012), északról nézve.

A GNS Science szakemberei 7-én felfedező repülést tettek a vulkán körül (11. kép). Az aktivitás akkorra már lecsökkent, csak kísérővulkáni jelenségek voltak láthatóak. A kitörést követő napokban a szakemberek arra a következtetésre jutottak, hogy az új hasadék, amely mentén a kitörés zajlott (12. kép), a Felső-Te Maari-kráternél keletkezett (13. kép).

Pontosabban két hasadék nyílt, az egyik a déli oldalán, melyből 120-140 Celsius-fokos gázkifúvásokat észleltek, a másik pedig a délnyugati oldalán, megváltoztatva a kráter morfológiáját. A robbanás során több mint másfél kilométer távolságba is hullottak vulkáni blokkok (Scott, 2012b).



**11. kép:** A kitörést követő napon a Te Maari-kráter területe (Németh K., 2012).

Az idős láva blokkjai, illetve a hidrotermális hatás során átalakult láva egy méteres blokkjai kerültek felszínre. Nem nyílt több repedés az Alsó-Te Maari-kráter körül, vagy a vulkán más pontjain (Scott, 2012c). A GNS Science megfigyelései szerint a vulkáni blokkokat szürke hamu borította, ellentétben a nyugati oldalon találhatókkal, ami azt jelenti, hogy ott a kitörés hamuszórás fázisa után hullottak felszínre. A hasadék keleti és nyugati oldalán, blokkok a becsapódásából eredő kisebb kráterek születtek. Nem észleltek továbbá gözölgő blokkokat és az alakjuk is általában szögletes volt, ami azt jelzi, hogy idősebb kőzetből származtak és nem friss lávából, vagy esetleg horzsakőből (Scott, 2012c).





**12. kép:** Az új hasadék mentén gázkiáramlás zajlik (Németh K., 2012).

A készültségi szintet ekkor 2-re módosították. Szemtanúk elmondásai alapján vörösen izzó hamufelhő volt látható, volt, aki izzó lávafoszlányokra lett figyelmes, valamint kén-dioxid kellemetlen szagát is érezni lehetett, illetve az utakat finom hamuréteg vonta be. Tömegspektroszkópos méréssel kimutatták, hogy 2-3 nappal a kitörés után is nagy mennyiségű ként bocsátott ki a vulkán (Németh, 2012).



**13. kép:** A hasadékok a Te Maari-kráter területén (Németh K., 2012).

## 6. A Tongariro vulkáni működésének előrejelzése

### 6.1. A vulkáni előrejelzés történeti áttekintése

A huszadik század elején vált a vulkanológia modern tudománnyá. A kezdetleges eredmények után a technika fejlődésével egyértelműen jelentős előrehaladás történt a veszély megbecslésében, a vulkán-megfigyelésben és a kitörések előrejelzésében. Erre példa a Mount St. Helen dóm-építő tevékenységének megfigyelése 1980-ban (Tilling, 1981). A magma által gerjesztett földrengések és a felszínváltozás megfigyelései mind az előrejelzést segítik a kitöréseknél, illetve sekély intrúziók jelenlétét mutatják. Egyre több geofizikai megfigyelést és geokémiai módszert hagytak jóvá, fogadtak el és teszteltek ebben az időben (Tilling, 1981).

A vulkáni előrejelzések legnagyobb problémája, hogy a világ legveszélyesebb vulkánjai olyan országokban vannak, ahol a népesség száma nagyon magas, valamint nem megfelelő a tudományos háttér, nincsenek anyagi források, esetleg a politikai rendszer is akadályozza az előrejelzési tényezők érvényesülését (Tilling, 1981). Az elmúlt 500 évben több mint 200 ezer ember vesztette életét vulkáni kitörések következtében. Átlagosan 845 ember halt meg minden évben 1900 és 1986 között, amikor már volt vulkáni előrejelzés. Ez a szám sokkal magasabb, mint azokban a korábbi századokban, amikor még nem volt előrejelzés, illetve készség a vulkánkitörésekre (Tilling, 1989). A halálozási arány növekedésének az oka nem a vulkáni aktivitás növekedésével kapcsolható össze, hanem a népesség számának rohamos ugrásával, olyan területeken, amely közelében aktív vulkán található (Tilling, 1991; Hall, 1991).

A nagy vulkánkatasztrófák nyomán – mint például a Mount St Helen vagy a Nevado del Ruiz – a vulkánok az érdeklődés középpontjába kerültek és a kitörések okozta károk miatt a vulkáni előrejelzésre nagyobb figyelem összpontosult, aminek eredményeképp különböző tanulmányok születtek ebben a témában, elősegítve a vulkanológia, mint tudományág fejlődését.



A problémát a vulkánok egyedisége okozza. Ha vannak is hasonlóságok vulkánok között, minden vulkán máshogy viselkedik és elmondható, hogy saját veszélytényezővel rendelkezik. Ezért fontos, hogy a vulkánokat folyamatosan vizsgálják a tudósok.

Egy működő vagy épp szunnyadó vulkán vizsgálata során feltérképezik a tefra rétegeket, műholdak segítségével vizsgálják a hamufelhőket és gáz kibocsátást. Folyamatosan követik a szeizmikus aktivitást. Figyelik a felszín deformálódását, a geomágneses, gravimetriai változást is a vulkán térségében.

Követik a gázok produktivitását és a hőmérsékletváltozást, valamint az üledékszállítási pályákat. Fontos még a vulkánhoz közeli tavak, illetve források vízszintjének a folyamatos vizsgálata. Ezek alapján a vulkanológusok veszélyességi térképet (avagy veszélytérképet) készítenek. Ennek segítségével kirajzolódnak a feltételezett, következő kitöréstől fenyegetett területek, illetve azok veszélyességi szintjei. A vulkáni képződmények – különösen a tefra rétegek – vizsgálatával előre jelezhető, milyen gyakran lehet számítani kitörésre, illetve hogy az mekkora intenzitású lehet. Minél több ideje vizsgálnak egy vulkánt, annál biztosabban tudják megállapítani a kitörés előtt megfigyelhető változások fontosságát, okát, valamint jelentését (Tilling, 1989).

A holocénben több mint 1300 vulkán tört ki, ebből körülbelül a fele *aktív*nak tekinthető. Átlagosan 50 ezekből a vulkánokból minden évben kitör (Simkin et al., 1981). Azok a tűzhányók, melyek évszázadok, esetleg évezredekkel ezelőtt törtek ki utoljára, *szunnyadó* vulkánoknak, amelyeknél pedig már nem várható újabb kitörés, *kialudt* vulkánoknak nevezzük. Az a megfigyelés érvényes a legtöbbszörre, hogy minél több idő telik el az utolsó kitörése óta, a következő kitörés annál energetikusabb lesz (Tilling, 1989).

Globálisan összehasonlítva más veszélyekkel – ami lehet természetes vagy ember általi – a vulkáni kockázat és veszély ritka és csak kevés embert érint (Wijkman és Timberlake, 1984). Az átlagos évi gazdasági veszteség és a halálesetek száma vulkánkitörés következtében nagyon alacsony, amellet, hogy egy vulkáni katasztrófa, vagy ezzel járó földrengés jelentős veszteséget okozhat kisebb területeken rövid idő leforgása alatt, mind emberéletbeli, mind gazdasági szempontból.

Ezer évre visszamenőleg körülbelül 300 ezer ember halt meg közvetlen, vagy közvetett módon vulkáni kitöréstől és napjainkban, 360 millió ember (a Föld lakosságának 10%-a) lakja a vulkanológiailag veszélyes területeket (Peterson, 1986). A legveszélyeztetettebb terület a Földön a Cirkum-Pacifikus-Tűzgyűrű, melynek területén a jelenlegi aktív vulkánok nagy része elhelyezkedik, és a legsűrűbben lakott országok jelentős hányada is itt található. Ezek az államok még mindig szembe kell, hogy nézzenek a magas szintű veszéllyel, amit a vulkánok okoznak (Simkin és Siebert, 1984).

Fontos megjegyezni a következő fogalmakat, melyek szoros kapcsolatban állnak az előrejelzéssel (Fournier, 1979; Newhall, 1982). A kockázat (hazard) olyan vulkanikus jelenség, mely veszélyt jelent az emberre, illetve a vagyon összességére az adott területen, valamely időszakban. A veszély (risk) a veszteség valószínűsége (emberéletben mérhető veszteség és anyagi kár) adott területen belül, mely vulkáni kockázatnak van kitéve. A katasztrófa olyan vulkáni működéssel kapcsolatos esemény eredménye, mely jelentős veszteséggel jár.

A krízis pedig olyan vulkáni aktivitást (mely nem feltétlenül jelent veszélyt) előre megjósolt helyzet, melyet a vulkáni működés jelei és azok instabilitása, vagy nyugtalan helyzete teremt (Fournier, 1979; Newhall, 1982).

Tilling és Bailey (1985) cikkükben hangsúlyozzák, hogy a tényleges vulkáni veszély mérséklését hosszú időszakon átívelő, vulkánokon végzett kutatásokra alapozzák, legyen az aktív, vagy inaktív tűzhányó. Öt alapvető jegy nélkülözhetetlen a vulkáni veszély előrejelzésében:

1. A kimagaslóan veszélyes vulkánok azonosítása
2. A kockázat megállapítása, felmérése és területileg annak zónánkénti felosztása
3. Vulkanus megfigyelés és a kitörések előrejelzése
4. Mérnöki módszereken alapuló előrejelzési lépések
5. Vulkanus vészhelyzet kezelése

1. A körülbelül 600 aktív ismert vulkán közül csak keveset vizsgáltak, vagy vizsgálnak részletesen. Sok próbálkozás született annak érdekében, hogy felállítsák a kimagaslóan veszélyes vulkánok listáját. A legtöbb ilyen lista készítésénél felhasználták a következő kritériumokat (Shimozuru, 1975; Matahelumual, 1982; Lowenstein és Talai, 1984; Yokoyama et al., 1984):

- frekvencia, a történelmi időkben leírt kitörések természete, lefolyása
- a jelenlegi vulkáni tevékenység információi, beleértve a vulkáni megfigyelést
- ismert felszínváltozások, valamint szeizmikus események
- a kitörés során produkált törmelékek jellege, mint a robbanás mértékének lehetséges indikátorai
- demográfiai adatok, mint például a népsűrűség-változások, a veszteség mértéke, kitelepítések, melyeket a történelmi vulkáni katasztrófák, illetve krízisek okoztak

1983-ban 89 kimagaslóan veszélyes vulkánt írtak le, ebből 42 délkelet Ázsiában és a Pacifikus terület nyugati részén, 40 pedig Amerikában és a Karib térségben, valamint 7 Európában és Afrikában (Yokoyama et al., 1984) található. Ez az összeállítás nem volt teljes körű, mivel számos esetben adathiány mutatkozott a besorolást illetően.

Erre példa az El Chichón tűzhányó, melyet nem sokkal a hatalmas kitörése előtt (1982) mértek fel és nem került bele a listába. Ugyanez történt a Nevado del Ruíz vulkánnal is, ami besorolását követően két évre 22 ezer halálos áldozatot követelt. Így tehát csupán a publikált adatok alapján nagyon nehéz mérlegelni egy vulkán veszélyességét.

2. A vulkáni kockázattal kapcsolatos tényezők az 1960-as évekig nem voltak meghatározó tárgyai a tudományos vizsgálatoknak. Aztán 1919-ben a Kelut (Jáva) kitörése 5 ezer ember életét követelte. Ez motiválta a Holland Tudományos Társaságot, hogy megalapítsák a „Vulkánfigyelőt”. Ez a „figyelő rendszer” hat obszervatóriumból állt és a Kelet-Indonéziában elhelyezkedő legveszélyesebb vulkánokat vizsgálta. Ez volt az előde a VSI-nek (Volcanological Survey of Indonesia). A Vulkánfigyelő egyik legfontosabb eredménye az első, rendszeres vizsgálat volt, mely az 1920-as években kezdődött. A vizsgálat során az indonéz vulkánokat a veszélyességük és az elkészített kockázati-térképek alapján osztályozták. A topográfiai és történelmi adatok alapján, e térképeken kirajzolódtak azok a területek, melyek veszélyt jelentenek a népességre (Neumann, 1960). A vulkánokkal kapcsolatos események, illetve a tudományos fejlődés alapozta meg a vulkáni megfigyeléseket. A vulkánveszélyeztetettséget e vizsgálatok alapján állapítják meg egy adott vulkánra. Mégpedig úgy, hogy az azonos frekvenciájú, azonos helyen történő, az utolsó kitöréshez közel hasonló típusú kitörés következtében a veszélyt hasonlóan sorolják be.

Ugyanakkor köztudott, hogy a kitörések jellege, a hasadékok elhelyezkedése és a vulkán domborzata idővel változik. Minél hosszabb ideig vizsgálják egy adott vulkán múltban történt kitöréseinek jellegeit, annál hasznosabb és biztosabb lesz a vulkán jövőbeni kockázatának becslése.

3. A legtöbb megfigyelő technika arra van kifejlesztve, hogy mérje a fizikai és kémiai változások állapotát, melyet a magma okoz a vulkáni rendszerben. Kitörés előtt a magma egy felsőbb magmatárolóba nyomul a kéregben, ami a vulkán megduzzadását eredményezi. Ilyen jelenségek megfigyelhetők szeizmikus és geodéziai eszközökkel is. A kitörés vagy az magmás intrúzió bekövetkezte előtt a nyomás csökken a tárolóban és a vulkán felszíne hirtelen süllyedni kezd. Sok tűzhányó esetében a kitörési jelenségeket harmonikus rezgések előzik meg, melyeket folyamatos, csekély rezgések kísérnek és többnyire egy frekvenciájúak. Ezek a jelenségek a magma és a rendszer által fűtött fluidumok mozgását jelzik (Aki et al., 1977; Chouet et al., 1987; Koyagani et al., 1987; Leet, 1988). A szeizmikus és felszíni deformációs technikák terjedtek el legszélesebb körben a vulkánok megfigyelésben (Shimozoru, 1972). Több, egyéb geofizikai, geomorfológiai módszer is alkalmazható még, mint például a geomágnesség, geoelektromosság, távérzékelés. További lehetőség még a vulkáni gázok, mint például a kén-dioxid, szén-dioxid, hidrogén, radon és hélium analízise.

4. Mérnöki módszerekkel, ha nem is szabályozható, de mérsékelhető több vulkáni kitörés okozta jelenség. A legtöbb mérnöki intézkedés a laharokra és a piroklaszt árákra összpontosul, illetve az épületekre rakódott üledékre. MacDonald (1972) összesítette a láva árák eltérítésével kísérletező megoldásokat. Az első ilyen próbálkozás az Etna (1669) kitörésénél történt, sikertelenül. Hawaii szigetén is történtek hasonló intézkedések, de mind eredménytelen volt, ez mellett voltak sikeres intézkedések is.

## 6.2 Előrejelzési módszerek

A vulkáni aktivitás folyamatosan figyelhető az úgynevezett „vulkán–felügyelő” módszerrel. A technika arra alapul, hogy a kitörés előtt a magma benyomul a komplexum alá és az ezzel járó mozgás/nyugtalanság egyfajta jelzés a kutatók számára, amely különböző műszerekkel mérhető.

Az egyik legegyszerűbb módja a vulkáni megfigyelésnek a kamerák létesítése. A kutatóknak nem mindennap van lehetőségük arra, hogy meglátogassák az adott vulkánt, ezért ezt távvezérlésű kamerákon keresztül pótolják. Ezeken keresztül vizsgálható a kibocsátott gőz mennyisége, csuszamlások, a melegebb hőmérsékletű területek változása, valamint a fumarolák, melegforrások, melyek a vulkán állapotának indikátoraiként működnek. A kamerák úgy vannak beprogramozva, hogy bizonyos időközönként képet készítsenek a tűzhányóról. A kamerák elhelyezése (a domborzati viszonyokon kívül) az áramellátástól függ. Energiaellátásuk szempontjából megemlítendő, hogy vannak már napenergiával működő műszerek is.

A legújabb kamerák – melyek a Tongarironál is működnek (Geonet) – éjjeli képeket is tudnak készíteni minimális fényforrás mellett.

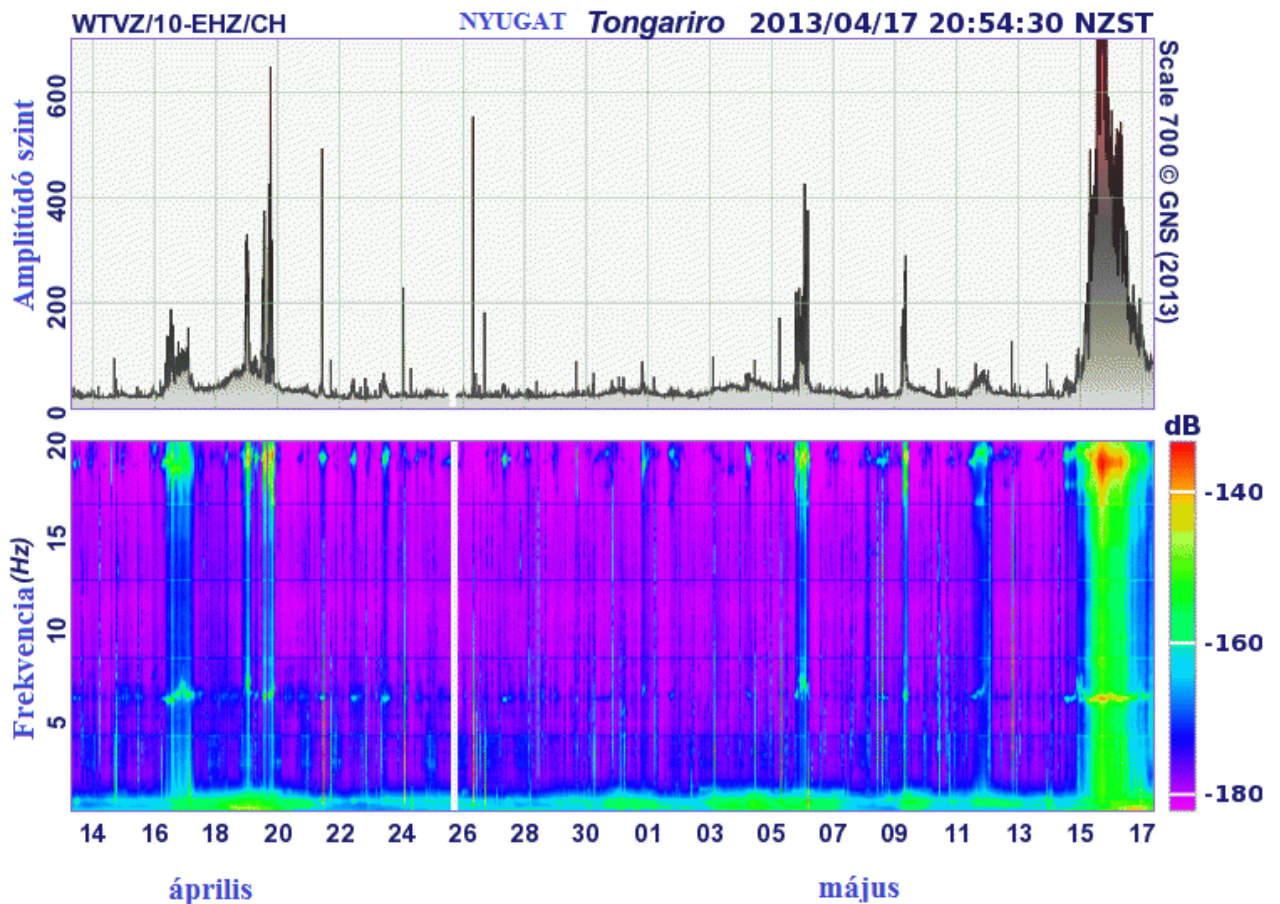
A szeizmikus megfigyelés a legszélesebb körben elterjedt módszer a vulkánok megfigyelésére. Világszerte csaknem minden vulkán fel van szerelve szeizmikus mérőműszerekkel. Előnye e módszernek, hogy a kitöréseket általában megelőzi valamilyen szeizmikus tevékenység. A mért eredmények gyorsan az adatbázisba kerülnek, illetve egy megfigyelő állomás egyszerre több vulkán helyzetét képes vizsgálni, és menti azok adatait.

Mivel ezzel folyamatos adatsort ad a vulkán aktivitásáról, a kis változások is könnyen felismerhetőek. Végül, de nem utolsó sorban a hatalmas háttéroidalom sem hagyható ki az előnyök közül, mivel azok nagy segítséggel szolgálnak különböző helyzetekben.

Az automatizált-megfigyelés hátránya, hogy nem csak vulkáni aktivitást érzékel, hanem más forrásból származó jeleket is vesz, mint például a szél, járművek. A legelterjedtebb módja a szeizmikus megfigyelésnek a szeizmogramokkal való adatgyűjtés. Ma már digitális formában léteznek és közlik az adatot. A szeizmogramok által közölt képeken elkülönülnek a kitörést jelző értékek, illetve a vulkáni rezgések. Utóbbiakat könnyen össze lehet keverni a szél által okozott interferenciákkal. A vulkáni rezgések származhatnak a magma mozgásból, földalatti víz forrásából, kigázosodásból.

A földrengések jelzésére még két mérőműszer alkalmas, az RSAM és a SSAM. Az RSAM (Real-time Seismic-Amplitude Measurement) 10 percenként készít képet (Geonet). Akkor előnyös ezzel az eszközzel dolgozni, amikor a földrengések száma olyan magas, hogy egyes rengéseket már nem látni a szeizmogramon vagy a vulkanikus rezgések annyira sűrűk, hogy szintén nem látni a változást. Ilyenkor az RSAM jól használható és kimutatja a változásokat az idő függvényében. Hasonlóan a szeizmogramokhoz, a szél által okozott jeleket ugyanúgy kimutatja, mint a vulkanikus rezgéseket. Az SSAM (Seismic Spectral-Amplitude Measurement) a relatív jel erősség szerinti megoszlását mutatja különböző frekvenciákban. Különböző erősségű rengések/rezgések jeleinek különböző erősségű frekvenciái vannak. Minél erősebb a jel, annál melegebb színekkel jelöli a műszer. Az SSAM-el elkülöníthető, hogy mely jelenségek (földrengés, szél, közlekedés, vulkáni rezgés) okozták az adott frekvenciájú rezgéseket. A legjobb módszer közösen használni mindkét műszert (1. ábra), így az RSAM információt ad a jel nagyságáról, míg az SSAM több adattal szolgál a jel forrásáról (Geonet, GNS Science).

A felszín deformációján a vulkán, mint felszíni forma megváltozását értjük, amely a kitörést megelőzően, azzal egyidejűleg, vagy később is jelentkezik a létesítményen. A legtöbb talajmozgás magma benyomulás, illetve hidrotermális fluidumok hatására keletkezik, és jelzi a lehetséges kitörést. Több módja van a deformációs változások megfigyelésének, mint például a kiegyenlítés, háromszögelés és a legtöbbet használt folyamatos GPS módszer. A háromszögelés módszeréhez teodolitot és EDM-et (Electronic Distance Measurements) használnak, melyek ismétlődően mérnek. Ezzel tudják követni a terület topográfiai viszonyaiban beállt változásokat. A kiegyenlítés technikáján belül a tavakat is felhasználják –



1. ábra: RSAM és SSAM képek a Nyugat-Tongariro területéről. Április 16-án földrengést jeleznek a műszerek, március 17-én pedig szél okozta jelek láthatóak (Forrás: GNS Science).

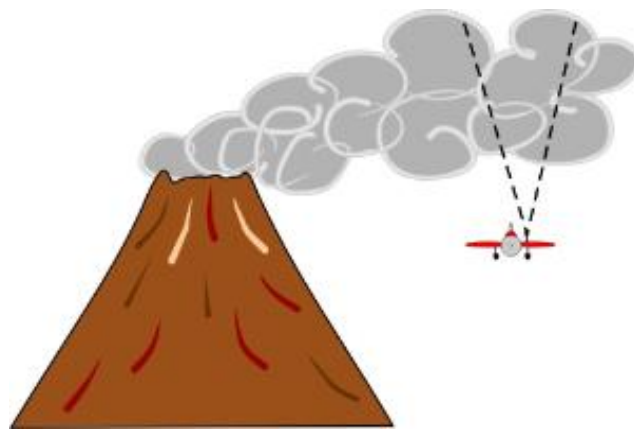
mint vonatkoztatási pontot. Ilyenkor a vízszint állását és annak változását hasonlítják stabil vonatkoztatási pontokhoz.

A folyamatos GPS méréseknél a műszerek 5-10 méter mélyen a szilárd kőzethez vannak rögzítve. A szerkezet egy geodéziai antenna és GPS vevőkészülék is egyben. A Tongarirón (és Új-Zéland legtöbb vulkánján; Geonet) minden cGPS 30 másodpercenként megismétli a mérését, amelyekből óránként, illetve napi felbontásban adnak átlagos értékeket.

Amikor a magma sekélyebb környezetbe ér a tűzhányó alatt, gázok szabadulnak fel és szivárognak hasadékokon, vagy a kráteren keresztül. A gázok mérésére két légi és két felszíni módszer áll rendelkezésre.

Előbbi egyik elterjedt módszere a COSPEC (Korrelációs Spektrométer; Correlation Spectrometer). Ennek a mérési technikának a lényege, hogy a kéndioxid által elnyelt UV-t méri. A vulkáni gázok SO<sub>2</sub> tartalmát úgy mérik meg, hogy a gázfelhő alatt elrepülnek (megfelelő szögben a szél irányához képest; 2. ábra).

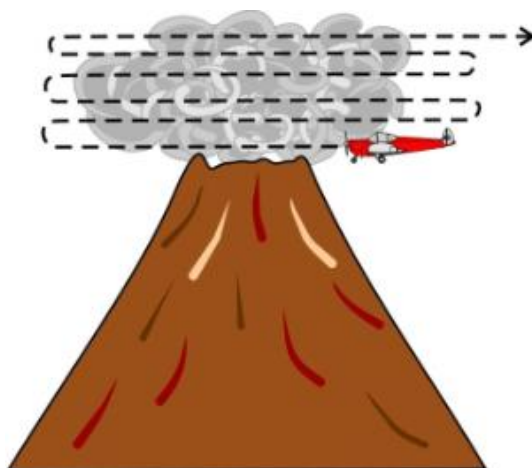
A súlyosabb, teherautó méretű COSPEC helyett ma már a FLYSPEC nevű műszert használják, de még újabb technológiát képvisel az Envicam-1, amely képen is rögzíti a koncentráció-eloszlást.



**2. ábra:** A COSPEC módszerrel végzett kén-dioxid tartalom mérésének technikája (Forrás: Geonet).

A másik légi módszer, mikor a repülőgép a gázfelhőn keresztül átrepül, mindig más irányból (3. ábra) megközelítve azt. Egy pumparendszer van a repülőgépre szerelve, ami elszívja a gázfelhőben jelenlévő gázokat és a LICOR, InterScan berendezések pedig megméri a szén-dioxid, kénhidrogén és a kén-dioxid koncentrációját.





**3. ábra:** Az ábra jól mutatja, hogyan mozog a gázfelhőben a repülőgép, megfelelő mennyiségű és minőségű mintavétel céljából (**Forrás:** Geonet).

A talajon át szivárgó gázok is mérhetőek. A vulkánban beállt változásokat (nyugtalanság jelei, kitörés előtti állapot) is követni lehet az analízisük alapján. Úgynevezett miniDOAS (Miniature Differential Optical Absorption Spectrometer; Miniatúr Optikai Abszorpciós Spektrométer) műszerekkel mérik a kén-dioxid kibocsátást az Északi-sziget különböző vulkánjain. UV spektrométert használnak, hogy mérjék a kén-dioxid UV elnyelését az atmoszférában.

### 6.3. Tefrokronológia

A tefrarétegek használata, mint alapvető eszköz a kutatásban, 1920 és 1930 között kezdődött Új-Zélandon, Japánban, Izlandon, Dél Amerikában és az USA-ban. Új-Zélandon és Japánban a tefrarétegek tanulmányozása az olajkutatással egy időben kezdődött. (Grange, 1931; Uragami et al., 1933).

Sigurdur Thorarinsson, izlandi vulkanológus tekinthető a modern tefrokronológia atyjának. 1932-től dolgozott együtt Lennart von Posttal a Stockholm Egyetemen, Svédországban és felsimerték, hogy különböző izlandi tefrarétegek korrelációt mutatnak egymással. Pár évvel korábban két finn geológus, V. Auer és Th. G. Sahlstein használtak tefrarétegeket a Tierra del Fuego vegetáció történetének kutatásában.

Hakon Bjarnason és Thorarinsson együtt kezdtek dolgozni néhány nagy területen lerakódott tefra üledék azonosításán (Bjarnason és Thorarinsson, 1940). Később, Thorarinsson (1944) doktori értekezésében írta le és határozta meg a tefrát és a tefrokronológiát, mint fogalmakat (Alloway et al., 2007).

A tefra-rétegek olyan robbanásos kitörésekből származnak, melyek döntően piroklasztot szórnak tropo- vagy akár sztratoszférikus magasságba. A törmelék tömeget a kitörési felhő szállítja, illetve sodorja a magasba, amely ún. gázlökési régióból és felső, konvektív régióból áll. A felhő addig emelkedik folyamatosan, amíg a sűrűsége meg nem egyezik a környező atmoszféráéval. Ezután szélesedni kezd, miközben alulról tovább próbál emelkedni, így gyakran esernyő alakot vesz fel. A piroklasztrobbanásos üledék hőmérséklete is meghatározza a kitörési felhő magasságát, e tényező – a részecskemérettel, a szélerőséggel és annak irányával együttesen – befolyásolja a tefra hosszútávú szálltódásának irányát (Alloway et al., 2007).

A piroklasztok méretben a hamutól (<2mm) a lapillin át (2-64mm) a blokkig (>64mm) terjedhetnek, esetleg elérhetik a méteres nagyságot is. Sűrűségbeli változatosságuk az kis sűrűségűtől (horzsakő, salak) a sűrűig (kristályok és közetszemcsék) terjed. Az üledék vagy juvenilis (a friss magmából kialakult és a robbanásba bekerült összetevő), vagy járulékos vagy xenolit (a tűzhányó belsejét alkotó vagy előző kitörésekből származó kőzet vagy ásvány) (Alloway et al., 2007).

A tefra-üledékeknek két jellegzetes típusuk van. Az egyik, amikor nagyon rövid időközönként törnek ki, általában órák vagy napok, esetleg hetek alatt. A második, amikor nagy területeket fed be, szerte az adott kontinensen vagy óceánon, vékony takarót alkotva, amelynek a kora egyezik, akárhol is tűnik fel. A tefra-üledékek fajtái a ásványtani és geokémiai adatok alapján határozhatók meg (Alloway et al., 2007).

A tefrosztatigráfia egy másik kifejezés, amit általánosan használnak és azonosítanak a tefra sorozatok tanulmányával, üledékeivel és korukkal. Ide tartozik a tefra üledékek sorozatainak meghatározása, leírása és jellemzőinek meghatározása vagy 'ujjlenyomatának vétele', felhasználva ehhez a fizikai, ásványi és geokémiai tulajdonságukat (Alloway et al., 2007).

A hamu több ezer kilométerre is elszállítható és rakódhat le. A számos kitörés, mely a negyedidőszakban történt és szétszórta hamuját Új-Zélandon, egységes korjelzőket alkot. A vulkáni hamu az egyedi kitörésekből igen jól azonosítható, az egyedi összetételük és a radiometrikus módszer alkalmazásával.

Hamurétegek ugyanakkor más üledékekben is megtalálhatóak. Hamurétegeket alkalmaznak más földtani, valamint geomorfológiai képződmények jellegzetességeinek meghatározására is, mint például a gleccserek üledékei. Gyűjtőnéven a módszert, mely vulkáni hamu alkalmazásával történik, tefrokronológiának nevezzük. A tefrokronológia – összefoglalóan – a tefrarétegek használata, izokronként, az üledékes sorozatok meghatározása és korának relatív meghatározása céljából (Lowe és Hunt, 2001).

#### 6.4. A vulkáni hamu

A vulkáni hamu, mint a piroklaszt egyik fajtája, a 2 mm-nél kisebb részeket foglalja magában. A hamu piroklaszt-szórásból, illetve hullásból származhat. A piroklaszt-szórás kétféleképpen jöhet létre. Az egyik lehetőség, amikor az anyag, robbanással kialakult kitörési oszlopból rakódik le, a másik, amikor a piroklaszt-ár tetején alakul ki a hamufelhő, és ennek mechanizmusával alakul ki. Az utóbbi esetről a tefra térfogata jóval nagyobb.

A piroklaszt-szórás üledékeinek egyik jellemzője, hogy jól osztályozottak, mivel a szél és a kitörési ponttól való távolság (ennek háttérében az egyre csökkenő energia) osztályozza őket. A Si gazdagabb kőzetek horzsakőként, hamuként hullnak le. Így ez alapján a piroklaszt-szórás három alaptípusra különíthető: salakszórásra, horzsakőszórásra és hamuszórásra. (Karátson, 1998)

A hamu keletkezésének két alapelehetősége: (1) a magmában lévő gázmennyiség növekedése, így a felhabzás miatt elveszíti koherenciáját, ahogy a felszínhez közeledik (mágmas robbanásos kitörés) vagy (2) a magma emelkedés hatására lehül és talajvízzel vagy felszíni vízzel érintkezik (hidrovulkanikus vagy gyakoribb elnevezéssel freatomágmas kitörés) (Heiken, 1999).

A hamu keletkezése főleg a gáztartalomtól és a gáz mozgásától függ, illetve a kritikus faktor a buborékok száma, egységnyi térfogatban. A kezdeti magma keveredik a vízzel – magas túltelítettségénél – és a túltelítettség, viszkozitás, felületi nyomás, hőmérséklet, mélység, kristályok természete és mennyisége azok a tényezők, amelyek meghatározzák az arányukat és működésüket a gázok kialakulásának. Nem lehet egységes szabályt kialakítani a keletkezési típusokra.

Nagyon sok olyan kicsiny tényező van, amely befolyásolja a kitörések jellegét – miközben elsőre jelentéktelennek tűnhet –, így egy-egy analízis során több mint 50 kitörési variációval lehet számolni (Heiken, 1999).

Az üveges hamu szemcsék alakja, felszíne elsősorban a buborékok megjelenésétől és sűrűségétől függ. A kevésbé viszkózus robbanásos kitöréseket a növekvő gázbuborékok okozzák a felszínen, cseppszerű kilövellésekkel. A csepp alakúakat főleg a felszíni nyomás befolyásolja, illetve a csepp gyorsulása és a levegő ellenállása. A magasabb viszkozitású magmából származó hamu, mint pl. az andezites magma, salakos szerkezetű (szövetű), ami kevés folyadékot is tartalmazhat (Heiken, 1999).

A vulkáni hamura a következő kategóriákat alkalmazta Claudia D’Oriano (2010) (4. ábra), amely megfelel Lautze és Houghton (2005, 2007) hamu leírásainak, így felhasználható a hamu vizsgálatánál, valamint az a veszély előrejelzésének meghatározását megkönnyíti:

#### 1. *Fluidális*

A szemcséket a sima felületük alapján soroljuk ide, üveges külső megjelenésük miatt. A méz-színű mátrixban különböző viszkozitású üveg van, benne ritkán előfordulnak mikrokristályok. Ide tartozik a Pelé haja nevű, hosszú, szálaképződésű is.

#### 2. *Szivacsos*

Ezek a klasztok általában izometrikusak. A klasztok külső egyenetlen, íves megjelenése általában gömbölyded-ovális alakot kölcsönöz. Egyforma szemcseméretű, szétrepesztett buborékokból származnak. A mátrixuk méz-színű üvegből áll, amely mikrokristályokat tartalmaz.

#### 3. *Sűrű*

A szemcsék izometrikusak és szögletesek és a kevés, de nagyméretű buborékok vastag falai alapján sorolhatók be. A mátrix üveges és csak elvétve tartalmaz mikrokristályt.

#### 4. „*Újrahasznított hamu*”

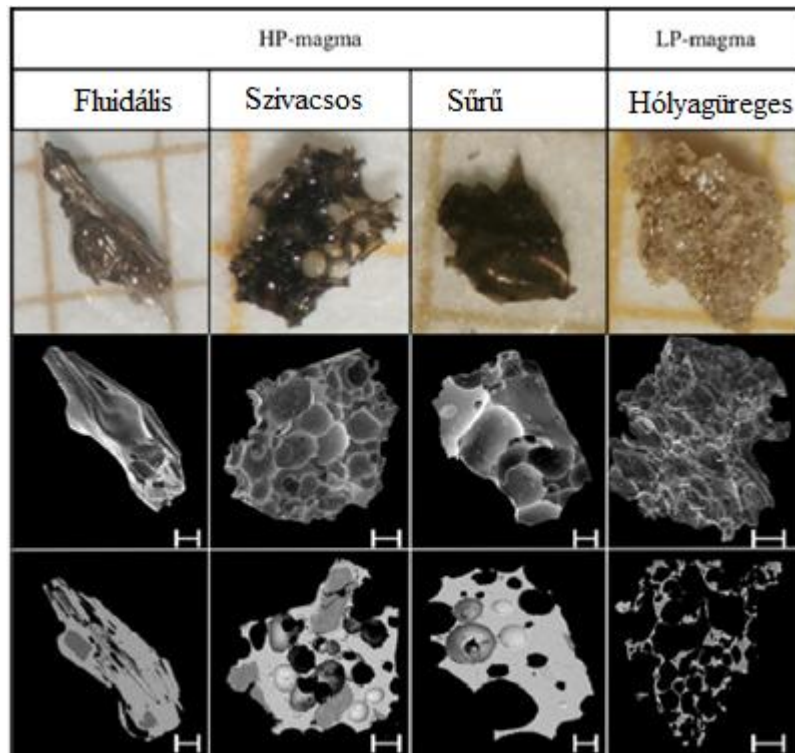
Az ebbe a csoportba tartozó szemcsék nagy hasonlóságot mutatnak az előző kategóriák szemcséivel, viszont kevésbé fényesek. Mátrixuk holokristályokból és hipokristályokból áll.

### 5. *Lítikus*

Az összes fenti csoport keveredéséből kialakuló típus. A szögletestől a lekerekített alakú szemcséig többféle alak ide sorolható. Ezek a klasztok általában vöröses, oxidos megjelenésűek vagy szürkés, matt kinézetűek. A mátrixuk különböző üvegekből áll, melyek kristály gazdagok lehetnek

### 6. *Igen hólyagos*

A szemcsék horzsaköves szövetűek. Külső alakjuk hasonlít a szivacsos tagokéra. A hólyagok vékony falúak, méretük változó. A mátrixot világos üveg alkotja és kevés mikrolit (D’Oriano, 2010).



**4. ábra:** A hamuszemcsék különböző típusai, binokuláris mikroszkópban, visszaszórt elektron és másodlagos elektron képekkel (D’Oriano, 2010).

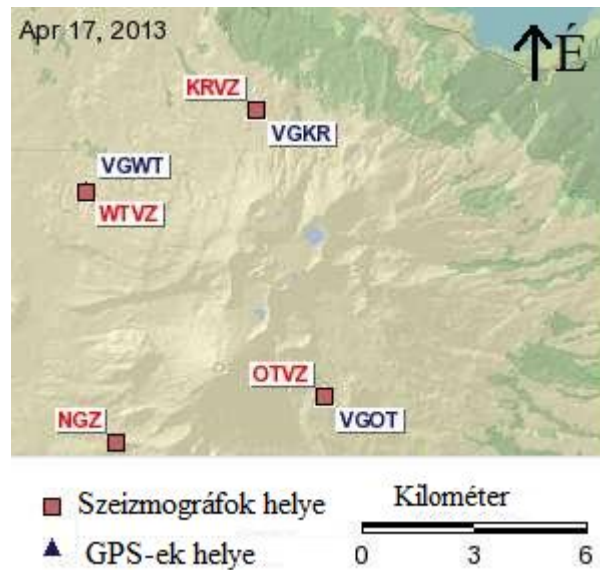
A viszkózus magmákból származó hamukitörések morfológiája (riolitos, dábitos és ritkábban andezites) függ a részecskék hólyagosságától a felfele nyomuló magmában, mielőtt az szétszakadna. A homorú, mélyedéseket tartalmazó, járatokkal teli szemcse szemcsealakok széttört vezikulum falak voltak. A megnyúlt alakú szemcsék kinézetét befolyásolják a megnyúlt hólyagok, az izometrikus szemcséket a szabályos, nem deformáltak. A laposabb vagy kissé görbült szilánkok törött hólyagfalak. Ezek csak ritkán szilikátos származékai a hamunak, melynek magmája eléggé kis viszkozitású ahhoz, hogy feltételezhető legyen a fluidális alak. A magmából kirobbanó gázok felszínre érkezésekor a litikus törmelékszemcsék – melyek alakjára hatással lehetnek a kőzetfal mechanikai tulajdonságai – széttörnek. A legtöbb litikus elegyrész izometrikus és kissé kerekített, ami az mutatja, hogy a kitörés alatt a részecskék egymásnak ütközve őrlődtek (Verhoogen, 1951).

A vulkáni hamuszemcsék morfológiája tehát egy részletes képet alkot a kitörés lefolyásáról, illetve a kürtőben végbement változásokról és a kutató számára információt jelent a magma képződésének, viselkedésének szempontjából, melyekre a későbbi geokémiai-kőzettani vizsgálatokban levont következtetéseit alapozni tudja.

## 6.5. Vulkanári előjelzés a Tongarirón

A 2012. augusztus 6-ai kitörés gyors és rövid kimenetelű volt, még hozzá éjjel történt 23:50-kor, így a kitörés nincs képekkel, illetve más olyan műszerrel dokumentálva, amelyhez elengedhetetlen a nappal.

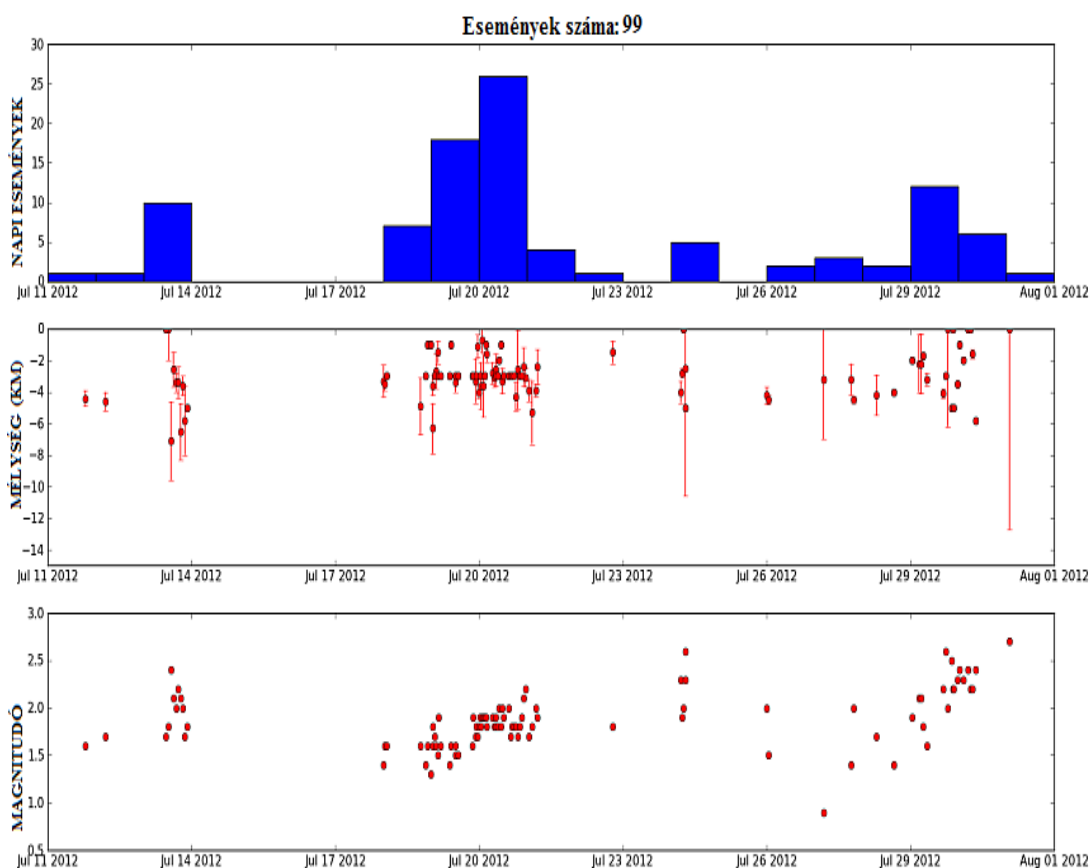
A vulkáni jelentés szerint június 20-án, délután fél kettőkor földrengések rázták meg a Tongariro területét. Ekkor a figyelmeztetési szintet 0-ról 1-re emelték, illetve a légi közlekedés színekódját sárgára változtatták. A július 31-i jelentés szerint (részletesebben lásd az 5. fejezetben) a komplexum területén kisebb földrengéseket mértek, többször gáz és vízgőz mintát vettek, valamint a térségben GPS műszereket állítottak fel (5. ábra).



**5. ábra:** A TgVC területén elhelyezett szeizmográfok és GPS-ek elhelyezkedése (Forrás: Geonet).

31-e előtt 4-5 nappal csökkentek a szeizmikus jelenségek, aztán újra megugrott a számuk. 3-10 ilyen esemény is jellemző volt naponta, ami már mindenképpen nyugtalan helyzetet jelzett a Tongariro alatt (6. ábra). A gázminták elemzése bebizonyította, hogy vulkáni gázok is szivárognak a területen. A földrengések forrása a Tongariro és a Rotoaira-tó között, mintegy 2-7 km mélységben helyezkedett el. A gázmintákból kimutatták, hogy a gáz összetétele a normál értékek felett van.

Ennek alapja a standard gáz összetétel, vulkáni és hidrotermás gázok alapján, ehhez hasonlították az akkor vett minták értékeit, ami – a földrengésekkel összeegyeztetve – alátámasztotta azt a felevést, hogy a komplexum alatt nyugtalanság uralkodik. Ezeket az eredményeket még kiegészítették víz mintákkal és azok kiértékelésével. A 6-ai kitörésnek nagyobb, meggyőzőbb előjelei nem voltak ezeken az eredményeken kívül.



**6. ábra:** Az augusztus 6-i robbanást megelőző események a TgVC-n, napi felbontásban, mélység és magnitúdó függvényében (**Forrás:** Geonet).

Mivel közel 120 éve nem tört ki a tűzhányó, ezért már a kitörést megelőző kisebb szintű aktivitás is felkeltette a kutatók érdeklődését. Az augusztusi események óta a kitörések elcsitultak, bár történt még egy vulkanói kitörés – mely erőteljesebbnek is mondható – 2012. november 21-én. Az eseményt követően a kis erősségű földrengések jellemzőek, ritkábban erősebb magnitúdóval (7. ábra).



Magnitúdó	Előző héten	Előző hónapban	Előző évben
<2	1	1	88
2-3	0	0	8
3-4	1	1	1
4-5	0	0	0

**7. ábra:** A TgVC-n belüli földrengések számának összesítése az elmúlt hétben, hónapban (március) és évben (2012), feltüntetve a magnitúdó erősségét (**Forrás:** Geonet).

A megfigyelés ez alatt folyamatosan zajlik, mivel a gázszivárgás még mindig tart (14. kép), a nyugtalanság még mindig uralkodik a területen. A légköri közlekedés színekódját zöldre változtatták, a készültségi jelzés azonban még 1-es szinten van, az előbbi okok miatt.



**14. kép:** A Te Maari-kráternél gázszivárgás figyelhető meg, május 13-án, nyugatról nézve. (**Forrás:** Geonet).

## 7. Következtetések

A Tongarironak több kitörési periódusa is volt, ezen belül történelmi időkben is többször mutatott aktivitást. Mintegy 117 éve szunnyadt a tűzhányó, amikor 2012 nyarán nagyobb távolságokból is érzékelhetően ismét működésbe lépett, egy gyors lemenetelű, vulkanói kitöréssel. Később, november 21-én ismét kitört, ugyanúgy a Felső-Te Maari-kráterből és az óta is hasonló mérsékelt nyugtalanságot tanúsít, mint amit a tavalyi két kitörés előtti időszakokban látni lehetett.

Mivel az utolsó két robbanása igen rövid idő alatt zajlott le, valamint az események pontos dátumát előre nem tudták meghatározni, az előrejelzések csekély információt adtak ezekről az időszakokról, illetve a veszélyről, kockázatról. Amikor egy aktív zónában (TVZ) elhelyezkedő vulkáni komplexum, mondhatni, meglepetést okoz a szakemberek számára, a vulkán megfigyelése elengedhetlenné válik. Ezen felül is a vulkán elemzése fontos tényezővé kell, hogy alakuljon, mivel a vizsgálatok során olyan információkat adnak az eredmények, amivel a későbbiekben nem csak tudományos szempontból sikerül sikereket elérni a vulkán történetében, hanem az emberekre és a környezetre gyakorolt hatását is mérlegelni tudják a tűzhányónak.

A Tongariro esetében is ez – az adatok, jelenségek, mérések alapján – a látható megoldás. Ahhoz, hogy biztos döntéseket hozzanak és mérlegeljék a veszély kockázatát, a vulkán folyamatos, alapos vizsgálata szükséges, amit a kitörésekből származó minták alapján lehet elvégezni. Ezért fontos kiemelni a tefrokronológiát, a különböző műszeres megfigyelések és elemzések mellett. A Tongariro tavaly augusztusi, illetve novemberi kitöréseiből produkált üledékekkel végzett vizsgálatok meghatározóak lesznek a jövőben a vulkánról és annak működéséről alkotott kép kirajzolódásában és a veszély, kockázat feltérképezésében, előrejelzésében.

## 8. Összefoglalás

Dolgozatomban Új-Zéland geológiáját, valamint az Északi-szigetén található Taupo Vulkanikus Zónát, illetve a Tongariro Vulkanus központot mutattam be. A munka a Tongariro vulkanizmusának részletes szemléltetését, történeti áttekintését is tartalmazza.

Ezen belül az augusztus 6-ai kitörésre külön hangsúlyt fektettem és ehhez kapcsolódóan ismertettem a Tongariro vulkáni előrejelzésének jelenlegi helyzetét, az előrejelzések általános történetét, illetve módszereit részletesebben is áttekintve. Az előrejelzéseken belül tárgyaltam azokat a vizsgálati módszereket, különösen a tefrokronológiát, aminek nagy jelentősége van a Tongariro esetében is. Ezen belül a vulkáni hamu fontosságát emeltem ki, bemutatva a hamu összetételére irányuló vizsgálatok jelentőségét a vulkáni megfigyelések, előrejelzések rendszerében.

Következtetésemben megkíséreltem érzékeltetni a súlyát annak, hogy milyen fontos egy vulkán – különösen aktív területen található vulkán – folyamatos megfigyelése, elemzése és kutatása, nem csak a tüzhányó aktuális állapotának nyomon követésével, különböző műszerekkel, hanem az előző kitöréseinek üledékeiből vett minták – például a vulkáni hamu – alapján is.

## **Köszönetnyilvánítás**

Elsőként szeretném megköszönni **Dr. Karátson Dávidnak** (ELTE Természetföldrajzi Tanszék), témavezetőmnek, hogy a dolgozat írása alatt mindenben segítséget nyújtott és ellátott tanácsokkal. Továbbiakban szeretném megköszönni **Dr. Németh Károlynak** (Massey Egyetem), külső konzulensemnek a segítségét, illetve az általa elküldött szakirodalmi forrásokat, amiknek nagy hasznát vettem. Köszönettel tartozom továbbá **Dr. Harangi Szabolcsnak** (ELTE Kőzettan – Geokémiai Tanszék), belső konzulensemnek, hogy akármilyen kérdéssel fordulhattam hozzá a dolgozat formálásakor.

## Irodalomjegyzék

ALLOWAY, B. V., LARSEN, D., LOWE, D. J., SHANE, P. A. R. ÉS WESTGATE, J. A. (2007): Tephrochronology – *Elsevier*

AKI, K., M. FEHLER ÉS S. DAS (1963): Source mechanism of volcanic tremor: Fluid-driven crack models and their application to the Kilauea eruption – *J. Volcanol.*

BRAD, S. (2012): Tongariro Volcano Alert Level – *Volcano Alert Bulletin*

CHOUET, B., R. Y. KOYANAGI ÉS K. AKI (1987): Origin of volcanic tremor in Hawaii, II, Theory and discussion volcanism in Hawaii, edited by R. W. Decker, T. L. Wright, and P. H. Stauffer

CLAUDIA, D., ANTONELL, B. ÉS MASSIMO P. (2010): Ahs erupted during normal activity at Stromboli (Aeolian Islands, Italy) raises questions on how feeding system works – *Short Scientific Communication*

COLE J. W. ÉS NAIRN, I. A. (1975): Catalogue of the Active Volcanoes of the World including Solfatara Fields – *International Assosiation of Volcanology*

COLE J. W. (1973): High-alumina basalts of Taupo volcanic zone, New Zealand – *Lithos*

COLE, J. W. (1978): Andesites of the Tongariro Volcanic Centre, North Island, New Zealand – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*

FLEMING C., A. (1953): The geology of Wanganui Sundivision – *N.Z. Geol. Surv. Bull*, **52**

FOURNIER D'ALBE, E. M. (1979): Objectives of volcanic monitoring and prediction, p. 321-326

GRANGE, L. I. (1931): Volcanic-ash showers. A geological reconnaissance of volcanic-ash showers of the central part of the North Island – *New Zealand Journal of Science and Technology*, **12**, p. 228-240.

HEIKEN, G. (1999): An Atlas of Volcanic Ash

HITCHCOCK, D. W. ÉS COLE, J. W. (2010): Potential impacts of a widespread subplinian andesitic eruption from Tongariro volcano, based on a study of the Poutu Lapilli – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*

HOB DEN, B. J. (1997): Modelling magmatic trend sin time and space: eruptive and magmatic history of the Tongariro Volcanic Complex, New Zealand – *Ph.D. Thesis, University of Canterbury*

HOB DEN, B. J., HOUGHTON B. F., DAVIDSON J. P., WEAVER, S. D. (1999): Small and short-lived magma batches at composite volcanoes: time windows at Tongariro volcano, New Zealand – *Journal of Geology Society*

KARÁTSON, D. (1998): Vulkanológia I. – *ELTE Eötvös Kiadó*

KOYANAGI, R. Y., B. CHOUET, ÉS K. AKI (1987): Origin of volcanic tremor in Hawaii, I, Data from the Hawaiian Volcano Observatory 1969-1985, *Volcanism in Hawaii*, edited by R. W. Decker, T. L. Wright, and P. H. Stauffer

LEET, R. C. (1988): Saturated and subcooled hydrothermal boiling in groundwater flow channels as a source of harmonic tremor

LOWE, D. J. ÉS HUNT, J. B. (2001): A summary of terminology used in tephra-related studies – *Les Dossies de l'Archagéo-Logis*, **1**, p. 17-22.

LOWENSTEIN, P. L. ÉS B. TALAI (1984): Volcanoes and volcanic hazards in Papua New Guinea, *C. C. H.*, **263**, 315-331

MACDONALD, G., A. (1972): Volcanoes

URAGAMI, K., YAMADA, S., AND NAGAMURA, Y. (1933): Studies on the volcanic ashes in Hokkaido – *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **1**, p. 79-90.

MASSEY UNIVERSTIY (2012) : Volcanic Risk Solutions Technical Report

MATAHELUMUAL, J. (1982): Gunungapi dan Bahayanya di Indonesia – *Bull Volcanol*, **105**

MATHEWS (1967): A contribution to the geology of the Mount Tongariro massif, North Island, New Zealand – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*

NAIRN I. A., KOBAYASHI T., NAKAGAWA M. (1998): The ~ 10 ka multiple vent pyroclastic eruption sequence at Tongariro Volcanic Centre, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Part 1. Eruptive processes during regional extension – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **86**, p. 19-44.

NEUMANN (1960): Measures taken by the authorities of the Vulcanological Survey to safeguard the population from the consequences of volcanic outbursts – *Bull Volcanol*, **2**, p. 181-192

NEWHALL, C. G. (1982): A method of estimating intermediate and long-term risks from volcanic activity with an example from Mount St. Helens

NÉMETH K., (2012): Ha egy vándorló vulkán megmoccan – *Élet és Tudomány*, **34**, p. 1062-1065.

PETERSON D., W. (1986): Volcanoes: Tectonic setting and impact in society

TOPPING, W. W. (1973): Tephrostratigraphy and chronology of Late Quaternary eruptions from the Tongariro volcanic centre, New Zealand – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*

SIMKIN, T. & L. SIEBERT (1984): Explosive eruptions in space and time: Duration, intervals, and a comparison of the world's active volcanic belts, in *Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards*, p. 110-121

SHIMOZURU, D. (1975): List of dangerous volcanoes and associated information – *Bull Volcanol*, **38**

SHIMOZURU, D. (1972): A seismological approach to the prediction of volcanic eruptions, in *The Surveillance and Prediction of volcanic activity*, p. 19-45

SMITH V. C., SHANE P., NAIRN I. A. (2005): Trends in rhyolite geochemistry, mineralogy, and magma storage during the last 50 kyr at Okataina and Taupo volcanic centres, Taupo Volcanic Zone, New Zealand – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **148**, p. 372-406

STIPP, J. J. (1968): The geochronology and petrogenesis of the Cenozoic volcanics of the North Island, New Zealand – *Ph. D. Thesis, Australian National University*

TILLING, R. I. (1981): Volcanic hazards and their mitigation progress and problems

TILLING, R. I. (1989): Introduction and overview, in *Short Course in Geology*, vol. 1, Volcanic Hazards

TILLING, R. I. & BAILEY R. A. (1985): Volcano Hazards Program in the United States

TOPPING, W. W. (1974): Some aspects of Quaternary history of Tongariro Volcanic Centre

VERHOOGEN J. (1951): Mechanics of ash formation

WIJKMAN A. & TIMBERLAKE L. (1984): Natural Disasters: Acts of God or Acts of Man?



YOKOYAMA I., TILLING R. I., AND SCARPA R. (1984): International mobile early-warning system(s) for volcanic eruptions and related seismic activities

**Internetes hivatkozások:**

- <http://info.geonet.org.nz/display/volc/Tongariro>
- <http://www.geonet.org.nz/volcano/info/tongariro/quakes>
- <http://www.teara.govt.nz/en/geology-overview>
- [www.gns.cri.nz](http://www.gns.cri.nz) (A GNS Science Tongariro Készültségi Szint jelentéseket az alábbiak szerint hivatkoztam meg: Scott, 2012a-c)
- <http://www.geonet.org.nz/volcano/info/tongariro>
- <http://www.niwa.co.nz> (NIWA - National Institute of Water and Atmospheric Research)