



**TURUN
YLIOPISTO**

Matemaattis-luonnontieteellinen
tiedekunta

Supertulivuoret: esimerkkinä Campi Flegrei

Roope Alatalo

Geologia
LuK-tutkielma
Laajuus: 7 op

24.06.2026

Turku

Turun yliopiston laatu järjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu
Turnitin OriginalityCheck -järjestelmällä.

LuK-tutkielma

Pääaine: Geologia

Tekijä(t): Roope Alatalo

Otsikko: Supertulivuoret: esimerkkinä Campi Flegrei

Ohjaaja(t): Teemu Vehkamäki

Sivumäärä: 33 sivua

Päivämäärä: 24.06.2026

Abstrakti

Supertulivuoren purkaukset ovat tuhoisia tapahtumia, joita tapahtuu keskimäärin 100 000 vuoden välein. Niiden näkyvin rakenne on keskuspainauma eli kaldera, joka syntyy magmakammion romahtaessa sen tyhjentyessä magmasta. Campi Flegrei on yksi tällainen tulivuori, joka koostuu kahdesta kalderasta. Isompi, noin 12 km leveä kaldera syntyi noin 37 000 vuotta sitten Campanian Ignimbrite -purkauksessa ja pienempi, noin 11 km leveä kaldera 12–15 000 vuotta sitten Neapolitan yellow tuff -purkauksessa. Purkauksien historia näkyy laajalti muun muassa Campi Flegrein alueen stratigrafisissa kerrostumissa, ja vulkaanista toimintaa on esiintynyt paljon ennen kalderapurkauksia ja niiden jälkeen. Vulkanismi Campi Flegrein alueella sai alkunsa subduktiovyöhykkeen takakaarialueella, johon liittyy ekstensio. Nykyisten tietojen perusteella seuraava purkaus Campi Flegrein alueella on arvioiden mukaan keskisuuri, ja voi vaihdella erityyppisten räjähdysten välillä.

Avainsanat: pyroklastinen, ignimbriitti, kaldera, CI, NYT, kerrossarja

Sisällysluettelo

1. Johdanto.....	2
2. Yleistä supertulivuorista	2
3. Purkausvoimakkuuden mittaaminen	3
3.1 VEI-asteikko	3
3.2 Magnitudi ja intensiteetti	4
3.3 Magman koostumuksen merkitys purkaustyylissä	5
4. Kalderat	7
4.1 Anatomia.....	7
4.2 Stratigrafiset piirteet	9
4.3 Purkauksen ja kalderan syntymekanismi	10
5. The Phlegrean Fields (Campi Flegrei)	12
5.1 Maantiede ja geomorfologiset piirteet.....	12
5.2 Litologiset piirteet	13
5.3 Stratigrafia	15
5.3.1. CI-kalderaa vanhemmat kerrostumat.....	15
5.3.2. CI-purkaukseen liittyvät kerrostumat	16
5.3.3. CI- ja NYT-purkauksen väliset kerrostumat.....	17
5.3.4. NYT-purkaukseen liittyvät kerrostumat	18
5.3.5. NYT-purkausta nuoremmat kerrostumat	19
5.4. Rakennegeologia	19
5.5. Vulkaaninen historia.....	21
5.5.1. CI-purkausta vanhempi aktiivisuus	21
5.5.2. CI-purkaus ja ensimmäisen kalderan synty	21
5.5.3. NYT-purkausta edeltävä aktiivisuus.....	23
5.5.4. NYT-purkaus ja toisen kalderan synty	24
5.5.5. NYT-purkausta nuorempi aktiivisuus.....	26
5.5.6. Aktiivisuus modernilla ajalla	27
6. Yhteenvedo.....	28
7. Lähdeluettelo	29

1. Johdanto

Tulivuoret ovat kenties tunnetuimpia ja näkyvimpiä geologisia rakenteita maapallolla. Niitä esiintyy usein erilaisten tektonisten ympäristöjen yhteydessä ja niiden rakenne ja purkaustyyli vaihtelevat suuresti sijainnista ja magman koostumuksesta riippuen. Yksi oleellisimmista tulivuorten luokittelutavoista on purkausvoimakkuuden mittaaminen, jossa hyödynnetään muun muassa VEI-asteikkoa. Tulivuoria, joilla on kaikista suurimmat purkausvoimakkuudet, kutsutaan yleiskielessä supertulivuoriksi. Yksi sellaisista tulivuorista sijaitsee Italian länsirannikolla, joka on latinankieliseltä nimeltään Campi Flegrei.

Tämä työ koostuu kahdesta osasta: ensimmäinen osa käsittelee supertulivuoria yleisesti, ja toinen Campi Flegrei -supertulivuorta. Ensimmäinen osa sisältää muun muassa tulivuorten purkausvoimakkuuden mittausmenetelmät ja supertulivuoriin liittyvät rakenteet ja mekanismit. Toinen osa käsittelee Campi Flegrein geologisia piirteitä, kuten morfologiaa, litologiaa ja purkaushistoriaa.

2. Yleistä supertulivuorista

Supertulivuoriksi luokitellaan sellaiset tulivuoret, joista purkautuu yli 1000 km³ pyroklastista materiaalia, tai yli 500 km³ magmaa DRE (Dense Rock Equivalent), (de Silva & Lindsay 2015). Supertulivuoren purkauksia esiintyy keskimääräisesti harvoin, suunnilleen 100 000 vuoden välein (de Silva & Lindsay 2015). Näin runsas vulkaanisen materiaalin purkautuminen voi aiheuttaa maan romahtamisen ja suuren keskuspainauman eli kalderan muodostumisen, joten supertulivuoria kutsutaan myös kalderatulivuoriksi (de Silva & Lindsay 2015). Termi ”supertulivuori” keksittiin BBC:n Horizon-nimisessä ohjelmassa sellaiselle tulivuorelle, joka tuottaa niin suuren purkauksen, jollaista ei ole havaittu historian aikana (Harris 2008). Suurin purkaus viimeisen miljoonan vuoden aikana tapahtui Toba-nimisellä tulivuorella Sumatralla, Indonesiassa, joka muodosti kooltaan noin 100 km x 40 km suuruisen kalderan (Harris 2008).

Supertulivuoria esiintyy kaikissa tektonisissa ympäristöissä mantereisella kuorella (de Silva & Lindsay 2015). Monet supertulivuoret kuitenkin sijaitsevat alueilla, joilla on aiempaa Si-pitoista magmatismia (Malfait et al. 2014). Kolmea eri kivilajikoostumusta pidetään mahdollisina isäntäkivinä, jotka edustavat niitä mantereisiä ympäristöjä, joissa sijaitsevat useimmat supertulivuoret: graniitti, dioriitti ja granodioriitti (Malfait et al. 2014).

Aktiivisten kalderasysteemien taustalla voi olla vaipasta peräisin oleva pitkäkestoinen lämpöpluumi, joka aiheuttaa vaipan osittaista sulamista ja basalttisen magman syntymistä (Francis 1983). Kun basalttinen magma nousee ylös, se voi sulattaa mantereista kuorta, mikä tuottaa lisää magmaa (Francis 1983). Siten kuoreen voi kertyä suuriakin määriä magmaa pitkän ajan kuluessa (Francis 1983).

Supertulivuorten purkaukset ovat massiivisia ja katastrofaalisia tapahtumia, jotka aiheuttavat lähes täydellistä tuhoa niiden välittömässä läheisyydessä, ja voivat aiheuttaa pitkäkestoisia vaikutuksia muun muassa maapallon ilmastoon (Harris 2008). On varmaa, että joskus tulevaisuudessa tapahtuu uusi supertulivuoren purkaus, joten tällaisten tulivuorien mekanismien ja ympäristövaikutusten ymmärtäminen on tärkeää yhteiskuntaan kohdistuvien haittavaikutusten minimoimiseksi (Harris 2008).

3. Purkausvoimakkuuden mittaaminen

3.1 VEI-asteikko

Tulivuoren purkaukset kattavat laajan kirjon erilaisia purkaustuotteita, kuten kaasuja, pyroklastisia kiviä ja magmaa, ja niiden määrä vaihtelee purkaustyyleistään (Pyle 2015). Siksi purkauksien ”koon” mittaamiseen on kehitetty erilaisia menetelmiä, ja niistä yleisin on niin kutsuttu VEI-asteikko eli vulkaaninen räjähdysasteikko (Volcanic Explosivity Index), (Pyle 2015).

VEI-asteikossa käytetään tulivuorten purkausten koon mittaamisessa kokonaislukuja 0–8 (Pyle 2015). VEI-asteikko on logaritminen asteikko, ja jokaisen indeksin määrittämiseen käytetään muuttujina purkaustuotteiden määrän tilavuutta ja purkauspilven korkeutta (Harris 2008). VEI-asteikko ei laajasta käytöstään huolimatta

sovellu kaikkien purkaustyyppien, kuten räjähtämättömien tai erittäin pienien purkauksien luokitteluun (Pyle 2015). Supertulivuorten purkaukset sijoittuvat asteikon loppupäähän, eli indeksiin 8 (Harris 2008). VEI-asteikon skaala on kuitenkin riittämätön, kun puhutaan historian suurimmista purkauksista, jotka menevät yli indeksin 8 (Pyle 2015). Taulukossa 1 on esitetty VEI-asteikko lukuineen ja muuttujineen.

Taulukko 1. VEI-asteikko, sen indeksit 0–8 ja niiden selitteet (Pyle 2015). Taulukosta näkee, kuinka harvinaisia superpurkaukset ovat verrattuna pienempiin purkauksiin.

Index	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Bulk tephra volume (m ³)	<10 ⁴	<10 ⁶	<10 ⁷	<10 ⁸	<10 ⁹	<10 ¹⁰	10 ¹¹	<10 ¹²	>10 ¹²
Eruption plume column height (km)	<0.1	0.1–1	1–5	3–15	10–25	>25			
Qualitative description	Gentle	Effusive	Explosive		Cataclysmic, paroxysmal				
Stratospheric injection	None	None	None	Possible	Certain				
Percentage of known eruptions in the past 10,000 years	13	16	49	14	5	2	<1	<0.1	0
Typical recurrence interval	Days to weeks			0.3 years	3 years	20 years	80 years	500 years	7 × 10 ⁵ years

3.2 Magnitudi ja intensiteetti

VEI-asteikko ei yksinään riitä kuvaamaan tulivuorten purkaustyyliä, tai kun vertaillaan eri purkauksia toisiinsa (Pyle 2015). Siksi on kehitetty vielä 2 eri suuretta: magnitudi ja intensiteetti (Pyle 2015). Magnitudi on logaritminen suure, joka mittaa tulivuoresta purkautuneen materiaalin kokonaismassaa kilogrammoissa (Pyle 2015). Magnitudin suuruus mitataan numeerisesti melko samanlaisesti kuin VEI-asteikko, mutta magnitudin arvot ovat jatkuvia, kun taas VEI-asteikon arvot ovat diskreettejä (Pyle 2015). Magnitudi lasketaan alla esitetystä yhtälöstä.

$$magnitude = \log_{10}(erupted\ mass, kg) - 7$$

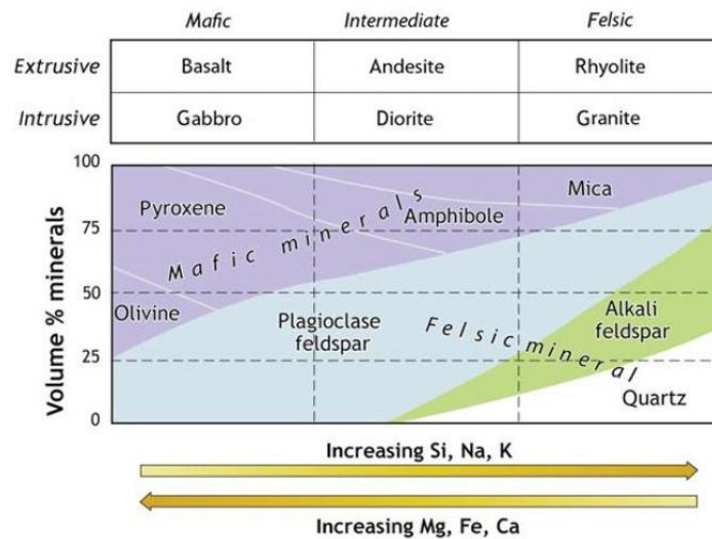
Intensiteetti on magnitudin tavoin logaritminen asteikko, jolla määritetään purkautuneen massan nopeus (kg/s) (Pyle 2015). Suuren purkauksen intensiteetti voi olla lukuarvoltaan jopa 10–12 luokkaa (Pyle 2015). Intensiteetti lasketaan alla olevasta yhtälöstä.

$$Intensity = \log_{10} \left(mass \ eruption \ rate, \frac{kg}{s} \right) + 3$$

Koska molemmat suureet ovat logaritmisia, suuretkaan massojen tai massanopeuksien arviointivirheet eivät vaikuta merkittävästi magnitudin tai intensiteetin luotettavuuteen (Pyle 2015). Intensiteetin ja magnitudin arvot voivat vaihdella suuresti, sillä niiden mittaamiseen vaikuttaa monet tekijät, kuten magman koostumus, volatiilit sekä esimerkiksi magmaventiilin koko ja muoto (Pyle 2015).

3.3 Magman koostumuksen merkitys purkaustyylissä

Magman koostumuksella on suuri merkitys tulivuoren purkaustyylin kannalta, ja siihen vaikuttaa erityisesti magman juoksevuus eli viskositeetti. Koostumus määritellään pää- ja hivenalkuaineiden perusteella. Pääalkuaineet ilmaistaan oksideina, kuten esimerkiksi piidioksidi SiO_2 (Rogers 2015). Kuvassa 1 on tiivistetty yleisimmät kivilajikoostumukset.



Kuva 1. Yleisimmät kivilajikoostumukset pääalkunaineiden mukaan. koostumus jakautuu tiivistetysti Si-köyhään eli mafiseen ja Si-rikkaaseen eli felsiseen koostumukseen (Rogers 2015).

Si-köyhistä mafisista magmoista kiteytyy runsaasti raskaita Mg-, Fe- ja Ca-rikkaita mineraaleja, kuten oliviinia ja pyrokseenia, ja Si-riikkaat felsiset magmat kiteyttävät Si-, Na- ja K-rikkaita mineraaleja, kuten kvartsia ja alkalimaasälpää (Rogers 2015). Tiivistetysti Si-pitoisuus vaikuttaa magman juoksevuteen: mitä alhaisempi Si-pitoisuus on magmassa, sitä juoksevampaa se on (Rogers 2015).

Volatiilit, eli haihtuvat yhdisteet ovat keskeisessä asemassa purkaustyyllissä. Mafiset magmat ovat juoksevampia kuin felsiset, ja magman volatiilit vapautuvat siten helposti ilmakehään magmasta (Clarke et al. 2015). Mafiset purkaukset ovat yleensä heikompia verrattuna felsisiin purkauksiin, ja purkaustuotteet koostuvat suurilta osin magmasta sekä kaasuista. Mafiset purkaukset ovat myös pitkäkestoisia (Clarke et al. 2015).

Räjähävät ja nopeat purkaukset syntyvät Si-rikkaista, felsisistä magmoista (Clarke et al. 2015). Korkean viskositeetin magmoissa volatiilit eivät vapaudu helposti magmasta, vaan kertyvät magman sisällä nostaten painetta (Clarke et al. 2015). Lopulta paine ylittää kriittisen pisteen, ja synnyttää räjähtävän, usein väkivaltaisen purkauksen (Clarke et al. 2015).

Superpurkauksia tulkittaessa basalttiset purkaukset voidaan luokitella VEI-asteikon indeksin suuruiseksi purkauksiksi esimerkiksi purkautuneen materiaalin kokonaismassan perusteella (de Silva & Self 2022). Siksi magnitudin lisäksi on otettava intensiteetti

määrittäväksi kriteeriksi (de Silva & Self 2022). Tällä tavoin supertulivuoriksi rajoittuvat sellaiset tulivuoret, jotka aiheuttavat räjähtäviä purkauksia (de Silva & Self 2022).

4. Kalderat

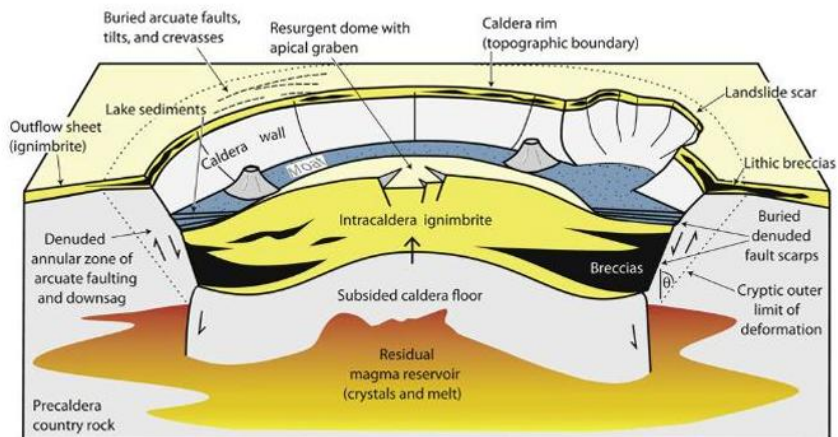
Kalderat ovat suurimpia ja näkyvimpiä rakenteita, joita suuret tulivuoren purkaukset voivat muodostaa (Branney & Acocella 2015). Ne ovat maa-alueita, jotka ovat vajonneet lähes vertikaalisesti kohti osittain tyhjentynyttä magmasäiliötä (Branney & Acocella 2015). Kalderoita esiintyy kaikissa tektonisissa ympäristöissä (Cole et al. 2005).

Kalderat on hyvä erottaa vulkaanisista kraattereista, jotka ovat ulkoisilta piirteiltään melko samanlaisia (Branney & Acocella 2015). Kalderat ovat magmasäilön tyhjenemisestä muodostuvia vajoamia, kun taas vulkaaniset kraatterit ovat räjähdysmäisen kaivautumisen ja purkautuneen materiaalin purkausaukon reunoille kertymisen seurauksena syntyneitä muodostumia (Branney & Acocella 2015). Kalderat ovat yleensä suurempia kuin kraatterit ja purkausaukot, ja niiden koko voi olla kymmeniä kilometrejä (Acocella 2007).

4.1 Anatomia

Kalderan morfologia ja sisäinen rakenne vaihtelevat useiden tekijöiden mukaan, kuten magmasäilön mittojen, kiteytymisasteen, kivien lujuuden sekä jo ennestään olemassa olevien rakennegeologisten tekijöiden, kuten halkeamien mukaan (Branney & Acocella 2015). Jälkimmäiseen vaikuttaa esimerkiksi alueellinen tektoniikka ja intruusiot (Branney & Acocella 2015).

Kalderan rakenne voidaan jakaa kolmeen, toisistaan eroavaan alueeseen: kalderan ulkopuolella oleva alue eli ekstrakaldera, kalderan allas eli intrakaldera sekä voimakkaimmin muuttunut kalderan reuna, joka erottaa alueet toisistaan (Branney & Acocella 2015). Osat on esitetty kuvassa 2.



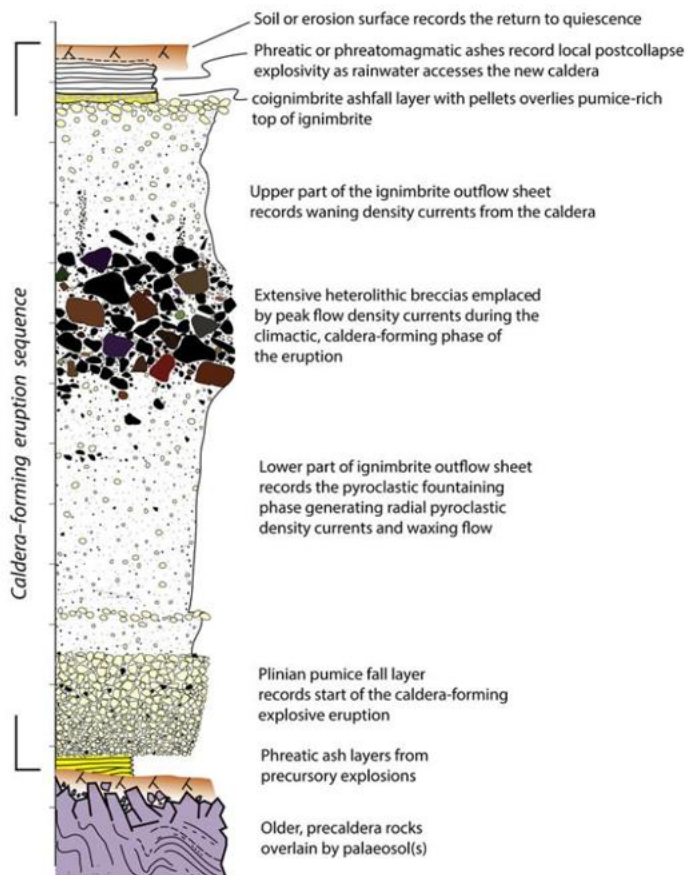
Kuva 2. Räjähävästä purkauksesta syntyvän kalderan rakenne, jossa näkyvät sen rakenteelliset osat, kuten kalderan ulkopuolinen alue eli ekstrakaldera, allas eli intrakaldera, kalderan reuna sekä topografinen raja. Kuvassa ”subsided caldera floor” eli vajonnut kalderan pohja käsittää kalderan rakenteellisen rajan (Branney & Acocella 2015).

Kalderan rakenteellinen raja käsittää sen alueen, joka on romahtanut siirrosten välisen liikkeen seurauksena purkauksen vaikutuksesta, ja topografinen raja käsittää kalderan reuna-alueiden korkeimmat kohdat (Cole et al. 2005). Topografinen raja on yleensä leveämpi kuin rakenteellinen raja, ja se voi laajeta muun muassa eroosion seurauksena (Cole et al. 2005). Deformaatiota voi esiintyä topografisen rajan ulkopuolella, ja sen avulla voidaan rajata alue, johon kalderan muodostuminen on maksimissaan vaikuttanut (Cole et al. 2005).

Tyypillinen kalderan altaan ja sitä ympäröivän alueen kivityyppi on ignimbriitti, joka on tiivis, hohkakivinen virtauskerrostuma. Ignimbriitti koostuu yleensä hohkakivilapillista, tuhasta sekä muista satunnaisista kivenkappaleista. (Branney & Acocella 2015). Ignimbriitin tunnusomainen piirre on sen hitsautunut rakenne, mutta termiä käytetään nykyisin laajemmin kaikentyypisistä hohkakivisistä virtauskerrostumista (Francis 1983).

4.2 Stratigrafiset piirteet

Kalderaa ympäröivä alue ja allas on yleensä peittynyt laajaan, moniosaiseen purkaukerrostumaan (Branney & Acocella 2015). Kuvassa 3 esitetään kerrostuman tyypilliset osat, joita tutkimalla saadaan tietoa purkauksen eri vaiheista ja kehityksestä. Kerrokset ovat usein hyvin heterogeenisiä, ja niiden koostumukseen ja rakenteeseen vaikuttavat useat tekijät, kuten tulivuoren sijainti ja purkausprosessit.



Kuva 3. Tyypillinen räjähtävästä purkauksesta syntynyt stratigrafinen yksikkö kalderan ulkopuoliselta alueelta. kerrokset kertovat purkauksen eri vaiheista ja kehityksestä. Kalderan sisäiset yksiköt ovat yleensä stratigrafisesti kokonaisvaltaisempia, mutta ulkopuoliset yksiköt ovat usein paremmin saatavilla tutkimuksiin. ”Caldera forming eruption sequence” -osan eli purkauksen aikana syntyneen kerrostuman alin kerros on tavallisesti laskeumakerros, jos purkaus on alkanut purkauspilvellä, ja ylemmät myöhemmän vaiheen pyroklastisia virtauskerroksia. Keskellä oleva, karkeampi kerros on muodostunut kalderan romahtamisen aikana, jonka vaikutuksesta suuriakin kappaleita kerrostui. Purkauksen jälkeinen aktiivisuus voi myös synnyttää uusia vulkanoklastisia kerroksia. Mahdolliset paleosolit tai eroosiopinnat, kuten kuvan yläosassa, yleensä merkitsevät vulkaanisesti rauhallista ajanjaksoa (Branney & Acocella 2015).

Kalderan allas voi koostua paksuista ignimbriitti-, breksia- sekä muista vulkanoklastisista sedimenttikerroksista, jotka ovat haudanneet alleen kalderan pohjakerrokset (Branney & Acocella 2015). Ignimbriittikerrokset vaihtelevat paksuudeltaan sadoista metreistä jopa muutamaan kilometriin (Branney & Acocella 2015). Altaan ignimbriitti on voimakkaammin hitsautuneempaa ja sisältää suurempia kivilohkareita kuin kalderan ulkopuolella oleva ignimbriitti, ja kivissä voi esiintyä myös enemmän hydrotermistä muuttumista (Branney & Acocella 2015). Joskus ignimbriitti voi olla niin voimakkaasti hitsautunutta, että sen klastista tekstuuria ei voi havaita (Branney & Acocella 2015). Päällimmäisenä kerroksena yleensä esiintyy kalderan reuna-alueilta vajonnut tai huuhtoutunut vulkanoklastinen sedimenttikerros (Branney & Acocella 2015). Kalderajärven tapauksessa sedimenttikerrokset voivat olla satojakin metrejä paksuja, sillä kalderajärvellä ei ole ulosvirtausta ja syvenee ajan kuluessa (Branney & Acocella 2015). Varsinainen kalderan pohja on yleensä deformoitunut intruusioiden ja siirrosten vaikutuksesta purkaustapahtuman aikana ja sen jälkeen (Branney & Acocella 2015).

Virtauskerroksista voidaan päätellä pyroklastisten tiheysvirtausten säteittäistä sijoittumista purkauksen huipentuman aikana (Branney & Acocella 2015). Ignimbriitin kivifragmenttien koko yleensä kasvaa alhaalta ylös kohti kliimaksikohtaa, jossa suuret lohkarit joutuvat pyroklastisiin virtauksiin magmakammion romahtamisen ja kalderan syntymisen aikana (Branney & Acocella 2015). Tämä näkyy kuvan 3 keskiosassa, jossa kerroksessa on hyvin karkearakeinen osuus.

4.3 Purkauksen ja kalderan syntymekanismi

Superpurkaukset ovat vaikeasti ymmärrettäviä mekanismeja, sillä perinteisiä vulkaanisia prosesseja ei voi skaalata supertulivuoren magmakammiossa tapahtuviin prosesseihin (Malfait et al. 2014). Tavallisesti pienemmän purkauksen aiheuttaa uuden magman syötöstä aiheutuva ylipaine, mutta tämä ei yksin riitä käynnistämään purkausta suuressa magmakammiossa (Malfait et al. 2014).

Kauan ennen varsinaisen magmakammion täyttymistä tapahtuu paikallisia mafisia ja intermediäärisiä purkauksia (Branney & Acocella 2015). Kun magmakammio on täyttynyt piipitoisella magmalla erittäin pitkän aikavälin kuluessa, maan pinta voi kohota kymmeniä tai satoja metrejä (Branney & Acocella 2015). Magmakammion katto voi

sijaita 4–5 km syvyydellä maanpinnasta (Francis 1983). Koska supertulivuoret sijaitsevat alueilla, joissa on suuri lämpövuoto, ympärillä oleva kuori on yleensä kuuma ja duktiili (Malfait et al. 2014). Tästä syystä paine voi laskea ympärillä olevan kuoren deformaatioissa ja laajentuessa. (Malfait et al. 2014). Purkausta edeltävään aktiivisuuteen sisältyy myös muun muassa subvulkaanista seismisyyttä ja hydrotermisen aktiivisuuden lisääntymistä (Branney & Acocella 2015).

Magman nosteen ajatellaan olevan keskeisessä asemassa purkauksen synnyssä, vaikka myös volatiileilla, tektonisella stressillä ja magman uudelleensyötöllä voi olla tärkeä rooli tietyissä purkauksissa (Malfait et al. 2014). Nosteen aiheuttama paine ei pienene kammion pinnan laajenemisesta huolimatta, toisin kuin esimerkiksi volatiilien aiheuttama paine, ja toimii kasvavana taustapaineena (Malfait et al. 2014). Kun magmakammioon tulee lisää lämpöä tai uutta magmaa, sulan osuus kasvaa ja näin lisää magmakammion paksuutta sekä nosteen aiheuttamaa ylipainetta (Malfait et al. 2014). Purkauksen laukaisumekanismit voivat kuitenkin vaihdella. Se voi olla jokin sisäinen tekijä, esimerkiksi uuden magman injektaatio, gravitaatioepästabiilisuus tai jokin ulkoinen tekijä, kuten rakenteellinen muutos (Branney & Acocella 2015).

Kalderan muodostumiseen on esitetty kahta mallia (Acocella 2007) Suosituimmassa mallissa kaldera muodostuu magmakammion tyhjenemisestä, joka synnyttää alipaineen magmakammion sisälle (Acocella 2007). Purkautuvan magman osuus on oltava muutamasta prosentista 40 prosenttiin magmakammion kokonaismassasta, jotta romahdus voisi tapahtua (Acocella 2007). Toisessa mallissa kaldera syntyy magmakammion sisäisen ylipaineen seurauksena. Ylipaine aiheuttaa maanpinnan kohoamista ja myöhempiä apikaalisia vetojännityksiä, jotka voivat johtaa romahtamisen alkamiseen (Acocella 2007).

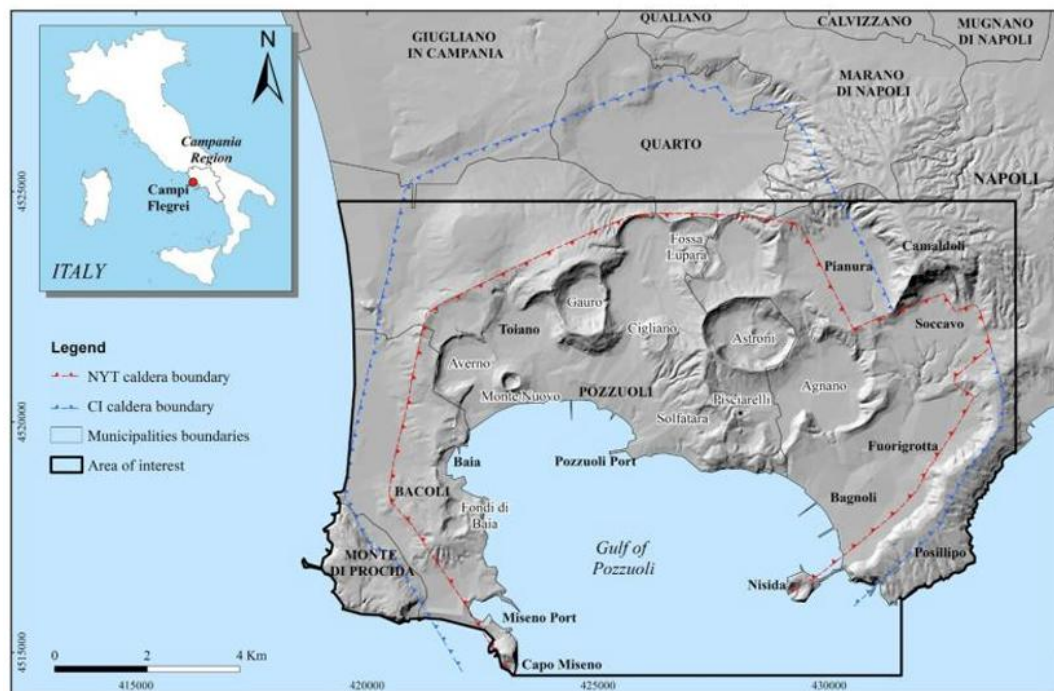
Romahduksen jälkeen kalderassa voi esiintyä vulkaanista toimintaa satunnaisissa paikoissa kalderan sisällä, tai jo olemassa olevien rakenteiden mukaisesti, ja uudelleen nouseva magma voi aiheuttaa kalderan keskialueen kohoamista uudelleen (Cole et al. 2005). Kalderassa voi esiintyä aktiivista hydrotermistä toimintaa romahduksen jälkeen, vaikka sitä voi esiintyä koko kalderan elinkaaren aikana (Cole et al. 2005). Aktiivinen hydroterminen järjestelmä voi myös toisinaan johtaa malmimineralisaatioiden muodostumiseen (Cole et al. 2005).

5. The Phlegrean Fields (Campi Flegrei)

The Phlegrean Fields, latinaksi Campi Flegrei, on Italian länsirannikolla, Napolin alueella sijaitseva supertulivuori ja kaldera. Se on yhä aktiivinen tulivuori, ja yksi geologisesti vaarallisimmista alueista maan päällä (Piochi et al. 2014). Campi Fflegrein alue koostuu tarkemmin kahdesta kalderasta, jotka ovat syntyneet kahdesta suuresta purkauksesta, vanhemmasta (37 ka) Campanian Ignimbriitti (CI)- ja nuoremasta Neapolitan Yellow Tuff (NYT) -purkauksista (Di Vito et al. 1999). Campi Flegrei kuuluu niin sanottuun Phlegreanin vulkaaniseen alueeseen (eng. Phlegrean volcanic district tai PVD), johon kuuluvat myös Ischian ja Prosidan saaret sekä Vesuvius (D'Antonio 2011).

5.1 Maantiede ja geomorfologiset piirteet

Campi Flegrein Kaldera sijaitsee Italian länsirannikolla Campanian tasangolla, Apenniinien vuoriston läntisellä reuna-alueella. Campanian tasanko kuuluu grabeniin, joka on muodostunut normaalisiiirrosten vaikutuksesta kvartaarikauden aikana (Pabst et al. 2008). Alueen topografinen kartta on esitetty kuvassa 4.



Kuva 4. Kartta Campi Flegrein alueesta. Kartassa näkyvät muun muassa CI- ja NYT-purkausten synnyttämien kalderoiden rajat (Gianardi et al. 2024).

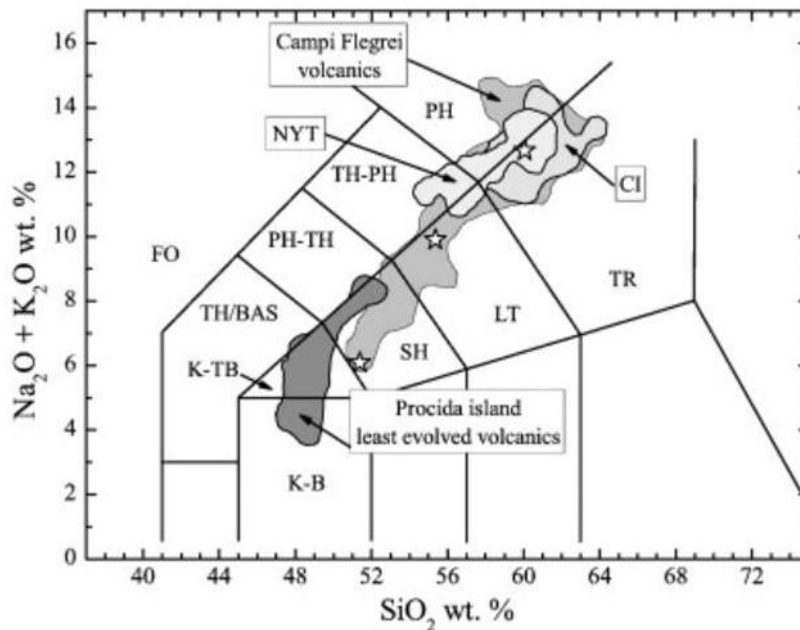
Alueen keskeisin rakenne on 12 km leveä kaldera, joka muodostui noin 37–39 000 vuotta sitten CI-purkauksen jälkeisessä romahduksessa (Rosi et al. 1983; Di Vito et al. 1999; Fedele et al. 2016). Myöhemmän, 12–15 000 vuotta sitten tapahtuneen NYT-purkauksen vaikutuksesta syntyi pienempi kaldera, mikä muodosti porrasmaisen rakenteen (Orsi et al. 1992; Pabst et al. 2008; Albert et al. 2019) Alueella ei ole perinteistä tulivuorirakennetta, josta voisi erottaa yhden keskustulivuoren (Rosi et al. 1983), ja osa kalderasta on veden alla Napolinlahden kohdalla (Pabst et al. 2008). Koko kaldera kattaa noin 230 km² suuruisen alueen (Pabst et al. 2008). Calderan sisäisen vulkaanisen toiminnan aiheuttamaa maan vertikaalista deformaatiota on havainnoitu Rooman ajoista lähtien, ja esimerkiksi nykyinen Pozzuolin kaupunki on siirtynyt vertikaalisesti muutamia metrejä alkuperäisestä asemastaan (Piochi et al. 2014). NYT-kalderan keskiosassa sijaitsee La Starzan meriterassi, joka on alueen kohonnein osa. (Di Vito et al. 1999). Muita merkittäviä geomorfologisia piirteitä ovat muun muassa kalderoiden reunamilla sijaitsevat jyrkänteet, alangot ja vulkaanisesta toiminnasta syntyneet rakenteet, kuten kraatterit, joita voi erottaa kuvasta 4.

5.2 Litologiset piirteet

Kalderan maanpäällinen osa koostuu pääasiassa vulkaanisista purkaustuotteista, erityisesti pyroklastisista kerrostumista (Barberi et al. 1983). Pyroklastisten kerrostumien matriisi vaihtelee hienosta tuhkasta hiekanjyvien kokoiseen rakeisuuteen, ja sisältää suurempia hohkakiviklasteja, lasinsirpaleita sekä vulkaanista kuonaa (Piochi et al. 2014). Kerroksissa on myös muuta kivimateriaalia, kuten tuffia, laavaa sekä hydrotermisesti muuttuneita kivilajeja (Piochi et al. 2014). Calderan merellisessä osassa on pääasiassa klastisia merisedimenttejä (Orsi et al. 1996b). Ignimbriittikerrostumat kattavat laajan osan Campi Flegrein vulkaanista aluetta, mikä kuvastaa alueen räjähtävää vulkanismia (D'Antonio 2011).

Suurin osa alueen purkaustuotteista kuuluu kaliumrikkaaseen Rooman magmaattiseen provinssiin (Barberi et al. 1983). Trakyytti ja fonoliitti ovat yleisimpiä alueen vulkaanisten kivien koostumuksia, joista jälkimmäinen edustaa magmaattisesti kehittyneempää päätä (D'Antonio 2011). Kivilajien koostumusten jakauma on esitetty kuvassa 5. NYT-purkauksen tuotteiden koostumus on melko samanlainen kuin muissa

alueen vulkaanisissa kivissä, mutta niissä on myös koostumusvaihtelua tefrifonoliittisesta trakyandesitiittiseen (Pabst et al. 2008). Campi Flegrein vulkaanisten tuotteiden päämineraalit ovat alkalimaasälpä, plagioklaasi, apatiitti, klinopyrokseeni, biotiitti sekä rautaoksidit, kuten magnetiitti (Piochi et al. 2014; Mormone et al. 2015). Intermediäärisiä ja mafisia kivilajeja esiintyy hyvin vähän (D'Antonio 2011). PVD:n Kaikista magmaattisesti primitiivisimmät kivilajit ovat koostumukseltaan K-basalttisia, joita esiintyy lähinnä Procidan saarella, mikä näkyy kuvassa 5.



Kuva 5. PVD:n kivilajien koostumukset, jotka edustavat koko alueen vulkaanista aktiivisuutta viimeisen 60 000 vuoden ajalta. kivilajien koostumukset vaihtelevat K-basaltista Fonoliittiin (D'Antonio 2011).

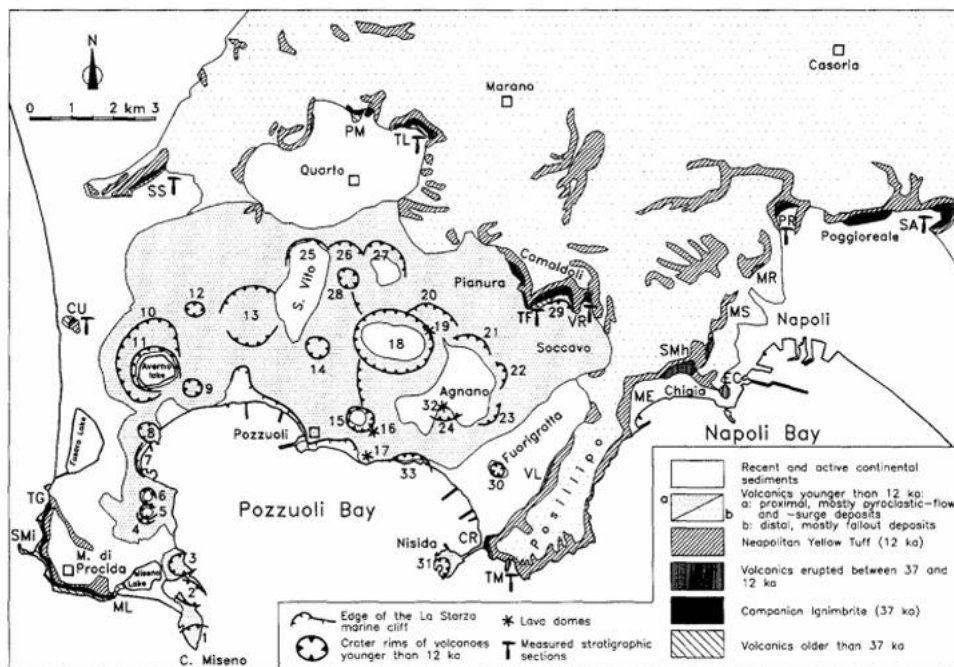
Koko PVD:n vulkaanisen alueen kivilajien koostumukset yhdessä muodostavat lähes täydellisen differentaatiisarjan K-basaltista fonoliittiin, mikä antaa viitteitä magmakammiossa tapahtuneesta fraktioivasta kiteytymisestä, jossa kehittyneet magmat ovat syntyneet primitiivisemmästä magmasta (D'Antonio 2011). Lisäksi Campi Flegrein purkaustuotteiden petrokemialliset trendit eri vulkaanisesti aktiivisina ajanjaksoina osoittavat lähes täydellisen päällekkäisyyden, mikä viittaa siihen, että magmaprosessit syöttöjärjestelmässä ovat olleet samanlaisia (Barberi et al. 1983).

Kalderan alla oleva pohjakerros koostuu arvioiden mukaan kiteisestä syväkivistä, pääosin syeniittistä, mikä poikkeaa Campanian alueen kalkkikivisestä koostumuksesta (D'Antonio 2011). Tätä tukee muun muassa kalkkikivisten kivifragmenttien puute sekä

viimeisen 15 000 vuoden aikana purkautuneiden vulkaanisten kivien geokemiallinen vastaavuus (D'Antonio 2011).

5.3 Stratigrafia

Campi Flegrein alueella on tunnistettu useita stratigrafisia sekvenssejä eli kerrossarjoja, jotka heijastavat alueen vulkaanista historiaa. Kerrossarjat rakentuvat stratigrafisista yksiköistä, jotka eroavat toisistaan muun muassa litologisten piirteiden ja ajallisen sijoittumisen mukaan. Tutkituimmat kerrostumat liittyvät CI- ja NYT-purkauksiin. Kuvassa 6 näkyy kerrostumien aikasuhteita sekä esiintymispaikat.



Kuva 6. Campi Flegrein alueen kerrostumia. Vanhemmat kerrostumat ovat peittyneet myöhemmästä vulkanismista syntyneiden kerrostumien alle (Orsi et al. 1996).

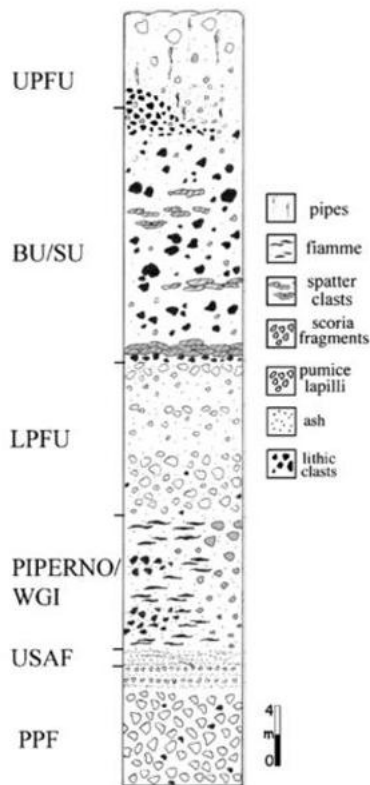
5.3.1. CI-kalderaa vanhemmat kerrostumat

CI-kalderaa vanhempia kerrostumia on tunnistettu vain muutamia (Orsi et al. 1996). Yksiköt koostuvat erilaisista pyroklastisista kerrostumista, joita erottavat paikoittain paleosolit, jotka edustavat purkaustapahtumien välisiä kerrostumisen katkoksia (Orsi et al. 1996).

Kattavin kerrossarja, joka edustaa CI-purkausta vanhempaa aikaa, on Trefolan kerrossarja (TL kuvassa 6), (Pabst et al. 2008). Trefolan kerrossarja on proksimaalinen, eli se on muodostunut lähellä purkausaukkoa (Vineberg et al. 2023). Kerrossarjassa on CI-kerroksen alapuolella 12 yksikköä, jotka on nimetty aakkosjärjestyksessä TLa-TLn (Orsi et al. 1996). Kerrokset koostuvat muun muassa virtauskerroksista, laskeumakerroksista sekä surge-kerroksista (Orsi et al. 1996). Osa kerroksista ovat muodostuneet magmaattisista ja phreatomagmaattisista purkauksista (Orsi et al. 1996). Phreatomagmaattiset purkaukset tarkoittavat termohydraulisia purkauksia, joissa magma joutuu kosketuksiin veden kanssa (Houghton et al. 2015). Trefolan kerrossarjassa on myös 5 yksikköä CI- ja NYT-jäsenen välissä, ja 5 yksikköä NYT-jäsenen yläpuolella (Orsi et al. 1996).

5.3.2. CI-purkaukseen liittyvät kerrostumat

CI-purkauksen proksimaalinen kerrossarja on niin kutsuttu breccia museo -kerrossarja, joka koostuu 6 eri stratigrafisesta yksiköstä (Fedele et al. 2008). Breccia Museon kerrostumia esiintyy hajanaisesti kalderan ulkorajalla ja jopa 6–8 km päässä kalderan reunasta (Fedele et al. 2008). Yksiköt koostuvat pääosin huonosti lajittuneesta breksiasta, joka sisältää paljon suuria kivenkappaleita (Rosi et al. 1983). Suunnilleen yksiköiden keskikohdassa esiintyy hitsautunut kerros (Rosi et al. 1983). Kerrossarjan tyyppiyksikkö on esitetty kuvassa 7.



Kuva 7. Breccia museon stratigrafinen tyyppiyksikkö. PPF: plinian pumice fall, USAF: Unconsolidated stratified ash flow, WGI: welded grey ignimbrite, LPFU: lower pumice flow unit, BU/SU: Breccia unit/spatter unit, UPFU: upper pumice flow unit (Fedele et al. 2008).

Breccia museo -kerrossarja osoittaa, että CI-purkaus koostui useasta vaiheesta (Fedele et al. 2008). Purkaus alkoi hohkakivisellä laskeumavaiheella (PPF), jota seurasi voimakas, ignimbriittikerrokset synnyttänyt vaihe (WGI) sekä viimeinen matalaenerginen vaihe (BU/SU), joka liittyy kalderan muodostumiseen (Fedele et al. 2008). Kerrokset ovat kemiallisesti vyöhykkeellisiä, joissa pohjakerrokset ovat magmaattisesti kehittyneempiä, ja muuttuu primitiivisemmäksi kohti pintaa (Fedele et al. 2016). Koko kerrossarja on paksuudeltaan noin 70 metriä (Fedele et al. 2016).

5.3.3. CI- ja NYT-purkauksen väliset kerrostumat

Tämän ajanjakson kiviä esiintyy lähinnä CI-kalderan reunoilla, hajanaisesti Napolin keskiosissa sekä Posillipon rinteillä (Orsi et al. 1996). Kalderan maa-alueilla esiintyvät

kivet ovat syntyneet räjähtävistä, pääosin hydromagmaattisista purkauksista, mikä näkyy stratigrafisissa yksiköissä (Orsi et al. 1996).

Ponti Rossin kerrossarja (PR kuvassa 6) sisältää täydellisen CI- ja NYT-purkauksen välisen kokonaisuuden, joka koostuu 9 yksiköstä (Orsi et al. 1996). Yksiköt ovat pääosin surge-kerroksia, joissa on myös paikoittain laskeumakerroksia (Orsi et al. 1996). Kerroksia erottavat paleosolit (Orsi et al. 1996). Trefolan kerrossarjassa esiintyvät, kyseiseen ajanjaksoon sijoittuvat 5 yksikköä koostuvat hohkakivilaskeumakerroksista, ja pienemmistä surge-kerroksista (Orsi et al. 1996).

Tälle ajanjaksolle sijoittuu yli 150 000 km² suuruiselle alueelle levinnyt Y-3 tephra niminen, proksimaalinen tuhkakeros, jonka iäksi on arvioitu noin 29 000 vuotta (Albert et al. 2019). Kerros tunnistettiin Ponti Rossissa sijaitsevasta Tufi Biancastri kerrossarjasta, ja sen vulkaanisten lasien koostumus on yhdenmukainen Campi Flegrein kanssa (Albert et al. 2019). Kerroksen on arvioitu syntyneen yhdestä purkauksesta, josta 16 km³ magmaa DRE kerrostui laskeumana (Albert et al. 2019). Purkausmateriaalin määrän ja alueellisen levittäytymisen perusteella purkaus oli magnitudiltaan noin 6.6 (Albert et al. 2019).

5.3.4. NYT-purkaukseen liittyvät kerrostumat

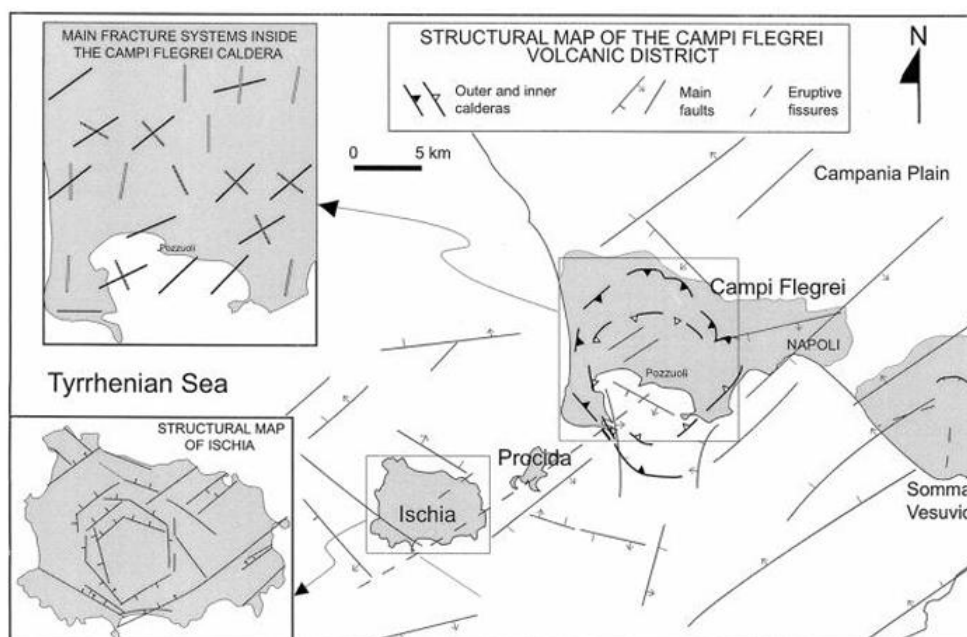
NYT-purkauksen kerrossarja voidaan jakaa kahteen jäseneen, alempaan ja ylempään, jotka puolestaan jakautuvat useaan osajäseneen (Orsi et al. 1992). Alemmaa jäsentä esiintyy jopa 35 km etäisyydellä purkausaukosta, ja ylempää enintään 13 km etäisyydellä (Orsi et al. 1992). Jäsenten litologiset piirteet osoittavat, että purkauksen aikana tapahtui erilaisia purkaus- ja kerrostumismekanismia (Orsi et al. 1992). Alempi jäsen koostuu pääasiassa erilaisista kerroksellisista tuhka- ja hohkakivilaskeumista, ja ylempi jäsen pyroklastisista virtaus- ja surge-kerrostumista (Orsi et al. 1992). Alemman jäsenen muodostaneessa purkausvaiheessa tapahtui vuorotellen phreatopliinisiä ja magmaperäisiä purkauksia, kun taas ylempään jäsenen purkausvaiheessa phreatomagmaattisia ja magmaperäisiä purkauksia tapahtui satunnaisessa järjestyksessä (Orsi et al. 1992). Alempi jäsen vaihtelee paksuudeltaan 11 metristä jopa alle metriin, ja ylempään jäsenen paksuus on noin 100 metriä (Orsi et al. 1992).

5.3.5. NYT-purkausta nuoremmat kerrostumat

NYT-purkauksen jälkeen vulkaanista aktiivisuutta esiintyi lähinnä kalderan rajojen sisäpuolella (Di Vito et al. 1999). Kerrossarjat koostuvat erilaisista pyroklastisista kerrostumista, joissa esiintyy myös muita sedimenttikerroksia, kuten merisedimenttejä (Orsi et al. 1996). Kerrossarjoista on tunnistettu 2 laajalle levittäytynyttä ja hyvin säilynyttä paleosolia, joiden avulla on erotettu 3 eri vulkaanisesti aktiivista epookkia alueella (Di Vito et al. 1999). Paleosolit voidaan erottaa lähinnä värin perusteella (Di Vito et al. 1999). Alempi paleosoli A muodostui ensimmäisen epookin jälkeen kalderan pohjalle, ja sen väri vaihtelee vaalean- ja tummanruskean välillä (Di Vito et al. 1999). Ylempi Paleosoli B muodostui toisen epookin jälkeen ja on väriltään kellertävän ruskeaa (Di Vito et al. 1999).

5.4. Rakennegeologia

Campi Flegrein alue sijaitsee Tyrrhenianinmeren reuna-alueella, joka on Apenniinien vuoriston synnyttäneen, yhä aktiivisen orogenian takakaarialue (Orsi et al. 1996; Vitale & Ciarcia 2013). Alue on subduktiovyöhyke, jossa Adrian mannerlaatta työntyy Euroasian laatan alle (Vitale & Ciarcia 2013). Campi Flegrein sijainti on subduktiojärjestelmän takakaarialueella, jossa alkoi tektoninen ekstensiovaihe plioseeni–kvartääri-kaudella (Orsi et al. 1996). Alueella vallitsevat luoteis-kaakkoiset ja koillislounaiset normaalisiirroksot, jotka liittyvät ekstensioon (Orsi et al. 1996). Graben, johon kuuluu Campanian tasanko, muodostui kyseisten tektonisten prosessien vaikutuksesta (Orsi et al. 1996). Se on jakautunut pienempiin horsti-graben-tyyppisiin rakenteisiin (Orsi et al. 1996). Alueen rakennegeologinen kartta on esitetty kuvassa 8.



Kuva 8. PVD:n rakennegeologinen kartta. Siirrosten suunnat ovat luoteis-kaakkois- ja koillis-lounaispainotteisia (Acocella et al., 1999).

Alueen vulkaanisiin kiviin vaikuttaa monimutkainen siirrosten ja rakojen verkosto, jotka ovat pääosin rakenteeltaan tasomaisia (Vitale & Isaia 2014). Useat siirroksia ovat konjugoituneita normaalsiirroksia, joissa esiintyy myös duktiileja rakenteita, kuten poimutusta (Vitale & Isaia 2014). Duktiilit rakenteet viittaavat siihen, että deformaatio on tapahtunut purkausten aikana (Vitale & Isaia 2014). Kuitenkin Suurin osa siirroksista sijaitsee kalderan reuna-alueilla, joissa siirroksia ovat jyrkkiä, ja niissä esiintyy pääasiassa normaalsiirroksia ja toissijaisia käännteissiirroksia (Vitale & Isaia 2014). Reuna-alueiden siirroksia voivat selittyä jo aiemmin muodostuneiden tensiomurtumien uudelleenaktivoitumisena (Vitale & Isaia 2014). Kalderan keskialueella sijaitsevat normaalsiirroksia osoittavat jatkuvaa koillis-lounais-suuntaista ekstensiota, jotka voivat liittyä myös kalderan maankohoamiseen (Vitale & Isaia 2014). NYT-kalderan keskiosan pohja on jakautunut erillisiin lohkoihin, jotka liikkuvat vaihtelevasti vertikaalisessa suunnassa alueen luoteis-kaakkois- ja koillis-lounais-suuntaisten siirros- ja rakosysteemien mukaan (Di Vito et al. 1999).

Campi Flegrein vulkaanisen toiminnan katsotaan liittyvän takakaaren ekstensioon (Vitale & Isaia 2014). Koko PVD:n alue liittyy aktiiviseen, koillis-lounais-suuntaiseen tulivuoriharjanteeseen, joka on kehittynyt kyseisen suunnan mukaisten rakojen kanssa

(Acocella et al. 1999). Harjanteelle ovat ominaisia lähes vertikaalit siirrosмурtumat, jotka yhdistävät läheisiä luoteis-kaakkois-suuntaisia, Tyrrhenanmeren reunan suuntaisia siirroksia (Acocella et al. 1999). Näin ollen on mahdollista, että vulkaaninen toiminta koillis-lounaissuuntaisen trendin mukaisesti on seurausta siirrosмурtumien lähes pystysuorista kaateista (Acocella et al. 1999). Myös Campi Flegrein primitiivisimmät tuotteet ovat voineet syntyä näiden siirrosjärjestelmien kautta, mikä olisi yhdenmukaista alueen petrokemiallisten piirteiden kanssa (Acocella et al. 1999).

5.5. Vulkaaninen historia

5.5.1. CI-purkausta vanhempi aktiivisuus

Koko PVD:n alueella on esiintynyt vulkaanista toimintaa yli 200 000 vuoden ajan (Vitale & Isaia 2014). CI-purkausta vanhemman vulkaanisen toiminnan alkamista Campi Flegrein alueella ei ole määritelty tarkasti, ja tietoa on saatavilla vain muutamista kerrostumista (Orsi et al. 1996). Trefolan yksikön avulla on todistettu, että vulkanismia on esiintynyt kalderan rajojen ulkopuolellakin (Orsi et al. 1996).

Campi Flegrein alueen on tapahtunut useita räjähtäviä purkauksia, joista varhaisimmat on ajoitettu yli 290 000 vuoden taakse (Vineberg et al. 2023). 290–110 000 vuoden välillä on tapahtunut ainakin 7 purkausta, joiden kerrostumia löytyy laajalta alueelta (Vineberg et al. 2023). Lisäksi nuorempia purkauksia ajoittuu noin 110–59 000 vuoden välille, jonka aikana tapahtui ainakin 29 purkausta (Sparice et al. 2024). 16 000 vuotta ennen CI purkausta on arvioitu tapahtuneen ainakin 9 purkausta, eikä aktiivisuuden aikana ole arvioiden mukaan ollut merkittäviä lepojaksia (Vineberg et al. 2023). CI-purkausta edeltävänä aikana oli periodi, jolloin aktiivisuus oli merenalaista, ja muuttui mannermaiseksi juuri ennen CI-purkausta (Rosi et al. 1983).

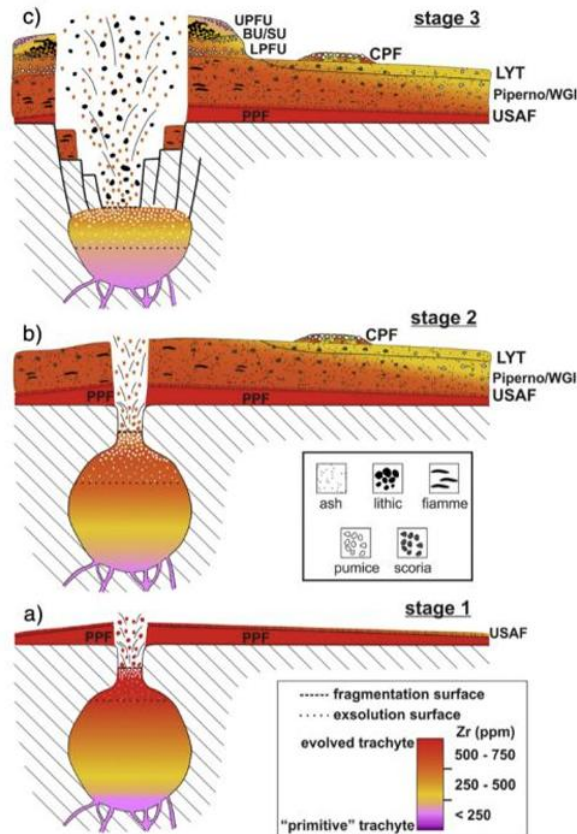
5.5.2. CI-purkaus ja ensimmäisen kalderan synty

Kalderan synnyttänyt Campanian Ignimbrite -purkaus tapahtui noin 37–39 000 vuotta sitten, ja sitä pidetään voimakkaimpana purkauksena, joka on tapahtunut Napolin alueella (Di Vito et al. 1999; Fedele et al. 2016). Purkautuneen magman massaksi on useita

arvioita, ja massa vaihtelee 60–300 km³ DRE välillä (Fedele et al. 2016). Purkaustuotteet levisivät noin 30 000 km² suuruiselle alueelle (Fedele et al. 2016). Purkauksen magnitudin on arvioitu olevan noin 7.7–7.8, ja se vastaa VEI-asteikolla indeksiä 7 (Silleni et al. 2020). Tarkalleen ottaen purkaus ei ylitä VEI-asteikolla superpurkauksen kriteeriä, mutta Campi Flegrei luonnehditaan siitä huolimatta supertulivuoreksi yleiskielessä ja useissa tässä työssä käytetyissä lähteissä.

CI-purkausta edeltävä suuri magmakammio kehittyi todennäköisesti pienemmistä, differentoituvista magmasäiliöistä, joista magmaa nousi ja kertyi suurempaan kammioon (Pabst et al. 2008). Mahdollinen teoria pienempien kammioiden magmojen kertymiselle suurempaan kammioon on voimakas lämpöpulssi, jonka vaikutuksesta kammioihin virtasi uutta magmaa, mikä aiheutti magman nousun (Pabst et al. 2008). Suuri magmakammio oli siis lyhytaikainen vaihe ennen suurta purkausta (Pabst et al. 2008). Magmakammio oli kemiallisesti vyöhykkeellinen, jossa ylempi osa oli magmaattisesti kehittyneempää (Pabst et al. 2008). Fraktioivan kiteytymisen seurauksena kammioon alaosaan kertyi kiderikasta magmaa, ja yläosaan kiteisesti köyhempää, vesipitoista magmaa (Forni et al. 2016). Kammion yläosan magma muodosti siten kelluvan ja helposti purkautuvan kannen (Forni et al. 2016). Volatiilipitoinen magma johti vaahtoavan magmakaton muodostumiseen ja lopulta katon pirstoutumiseen sekä purkauksen alkamiseen (Moretti et al. 2019). Koko kammion tilavuudeksi on arvioitu olleen vähintään 240 km³ ennen purkausta, ja sen katon sijainneen todennäköisesti 4–5 km syvyydessä (Barberi et al. 1983).

Purkauksen vaiheet on esitetty kuvassa 9. CI-purkaus alkoi purkauspilven syntymisellä, joka ylti jopa 39 km korkeuteen (Fedele et al. 2016). Pilvi synnytti hohkakivilapilli laskeuman, joka levisi itään (Fedele et al. 2016). laskeumavaihetta seurasi pääpurkausvaihe, jossa syntyi runsas pyroklastinen tiheysvirtaus, ja ”hitsautunut” ignimbriittikerrotuma (Fedele et al. 2016). Viimeisessä, matalaenergisessä vaiheessa suurin osa magmasta oli jo purkautunut, ja magmastaattisen paineen lasku aiheutti kammion romahtamisen ja kalderan muodostumisen (Fedele et al. 2016).



Kuva 9. CI-purkauksen 3 eri vaihetta: a) purkauspilvivaihe b) pääpurkausvaihe c) romahdusvaihe (Fedele et al. 2016). Muodostuneet kerrokset näkyvät myös stratigrafialuvun kuvassa 7.

5.5.3. NYT-purkausta edeltävä aktiivisuus

CI-purkauksen jälkeen meri valtasi kalderan, ja vulkaanista aktiivisuutta esiintyi kalderan rajojen sisäpuolella (Rosi et al. 1983). Tämän ajanjakson vulkaanisen aktiivisuuden kronologiaa ei tiedetä tarkasti (Rosi et al. 1983). Tähän vaikuttaa muun muassa se, että ajanjakson kivet ovat niin hydrotermisesti metamorfoituneita, että radiometrinen ajoitus ei ole mahdollista (Rosi et al. 1983).

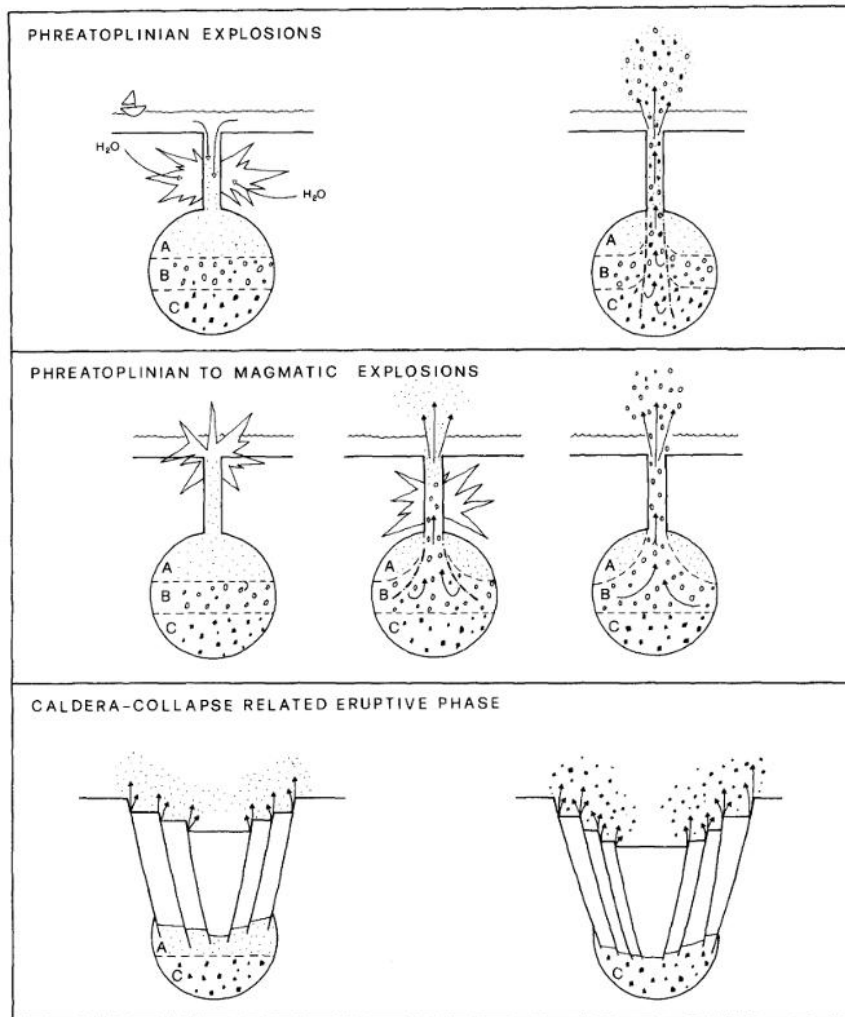
Ajanjaksolle sijoittuu yksi iso purkaus, joka ajoittuu noin 29 000 vuoden taakse (Albert et al. 2019). Noin 6.6 magnitudin The Masseria Del Monte -niminen purkaus tuotti noin 17 km³ DRE magmaa, ja se vastaa VEI-asteikon indeksiä 6 (Albert et al. 2019). Purkauksen synnyttämä tuhkalaskeumakerros peitti noin 150 000 km² suuruisen alueen (Albert et al. 2019). Niin voimakas purkaus todennäköisesti synnytti kalderan, mutta siitä ei ole fyysisiä todisteita (Albert et al. 2019). Mikäli kaldera syntyi, sen täytyi sijaita NYT-purkauksen synnyttämän romahtamisrakenteen sisäpuolella (Albert et al. 2019).

5.5.4. NYT-purkaus ja toisen kalderan synty

12–15 000 vuotta sitten tapahtunut Neapolitan Yellow Tuff -purkaus synnytti toisen kalderan, ja oli magnitudiltaan noin 6.8 (Orsi et al. 1992; Albert et al. 2019). VEI asteikolla se vastaa indeksiä 6, mikä on sama kuin edellä mainitulla The Masseria Del Monte -purkauksella (Albert et al. 2019). Purkaustuotteiden määräksi on arvioitu noin 40 km³ DRE, jotka kerrostuivat pyroklastisina laskeuma- ja virtauskerrostumina (Pabst et al. 2008). Purkaustuotteet peittivät noin 1000 km² suuruisen alueen (Orsi et al. 1992).

NYT-purkausta edeltäneen magmakammion arvellaan kehittyneen samalla tavalla kuin CI-purkausta edeltänyt magmakammio (Pabst et al. 2008). Purkausta edeltävät magmat kehittyivät riippumattomasti edeltävästä CI-purkauksen magmajärjestelmästä (Pabst et al. 2008). Magmakammio oli ennen purkausta kemiallisesti vyöhykkeellinen, jossa oli 3 kemiallisesti erilaista magmaerää (Pabst et al. 2008). Kemiallisen vyöhykkeellisuuden selittää vaiheittainen kammion täytyminen, jossa uutta ja koostumukseltaan erilaista magmaa saapui kammioon joko samasta tai eri magmasäiliöistä (Pabst et al. 2008).

Purkauksen todennäköisesti laukaisi uuden magmanerän saapuminen kammioon (Orsi et al. 1992). Purkaus tapahtui alueella, joka oli veden peittämä: todennäköisesti matala meri tai pohjavesiallas (Orsi et al. 1992). NYT-purkaus koostui CI-purkauksen kanssa myös useasta vaiheesta, jotka on havainnollistettu kuvassa 10.



Kuva 10. NYT-purkauksen eri vaiheet, joista ylin on ensimmäinen. A, B ja C ovat magmakerroksia, joilla on eri kemiallinen koostumus (Orsi et al. 1992).

Ensimmäisessä, phreatopliinisessä vaiheessa esiintyi yksi purkausaukko, joka vaihtui usean purkausaukon phreatomagmaattiseen ja magmaattiseen vaiheeseen (Orsi et al. 1992). Ensimmäisessä vaiheessa tapahtui sarja phreatopliinisiä räjähdyksiä, jotka johtuivat tehokkaasta veden ja magman vuorovaikutuksesta (Orsi et al. 1992). Tämä synnytti alemman stratigrafisen jäsenen alimman osan (Orsi et al. 1992). Loput alemmasta jäsenestä syntyi vuorottelevista phreatopliinisistä ja magmaattisista purkauksista (Orsi et al. 1992). Purkausdynamikka vaihtui sen jälkeen phreatomagmaattisiin ja magmaattisiin räjähdyksiin, jotka synnyttivät ylemmän jäsenen (Orsi et al. 1992). Tästä vaiheesta seurasi kalderan muodostumisen alkaminen (Orsi et al. 1992). Phreatopliinisten räjähdysten synnyttämät surge-pilvet kulkeutuivat noin 35 km

päähän purkausaukosta, ja phreatomagmaattisten ja magmaattisten räjähdysten pilvet kulkeutuivat noin 15 km etäisyydelle (Orsi et al. 1992).

5.5.5. NYT-purkausta nuorempi aktiivisuus

NYT-purkauksen jälkeen meri valtasi Campi Flegrein eteläosat, jolloin pohjoisosa jäi meren yläpuolelle (Orsi et al. 1996). Uusi vulkaanisesti aktiivinen kausi alkoi pian NYT-purkauksen jälkeen, noin 12 000 vuotta sitten ja päättyi 3800 vuotta sitten (Di Vito et al. 1999). Kausi jaetaan ajallisesti kolmeen eri vaiheeseen, joiden välissä oli rauhallisia ajanjaksoja (Di Vito et al. 1999). Jokaisen vaiheen purkaukset tapahtuivat NYT-kalderan alueella, ja ne liittyvät vahvasti alueen rakennegeologisiin piirteisiin, kuten siirroksiin ja rakoihin (Di Vito et al. 1999; Orsi et al. 1996). Viimeisen 12 tuhannen vuoden aikana NYT-kalderan sisällä on tapahtunut myös huomattavaa vertikaalista maankohoamista ja vajoamista (Orsi et al. 1996).

Ensimmäisen vaiheen aikana tapahtui arvioiden mukaan 34 purkausta, joita tapahtui keskimäärin 70 vuoden välein (Di Vito et al. 1999). Kaikki purkaukset olivat magmaattisia ja phreatomagmaattisia purkauksia (Di Vito et al. 1999). Vaihe loppui noin 9500 vuotta sitten ja sitä seurasi noin 1000 vuotta kestänyt rauhallinen ajanjakso (Di Vito et al. 1999). Kalderan keskiosa nousi meren yläpuolelle ennen toisen vaiheen alkamista (Di Vito et al. 1999).

Toinen vaihe alkoi noin 8600 vuotta sitten, jonka aikana tapahtui 6 purkausta (Di Vito et al. 1999). Ensimmäiseen vaiheeseen verraten nämäkin purkaukset olivat magmaattisia ja phreatomagmaattisia, ja purkaukset tapahtuivat keskimäärin 65 vuoden välein (Di Vito et al. 1999). Vaihe päättyi 8200 vuotta sitten San Martinossa tapahtuneeseen purkaukseen, jota seurasi 3400 vuotta kestänyt rauhallinen ajanjakso (Di Vito et al. 1999). Rauhallisen ajanjakson aikana kalderan keskiosa, tarkalleen ottaen La Starzan meriterassi, jäi merenpinnan alapuolelle, sillä merenpinnan nousu oli nopeampaa kuin alueen maankohoaminen (Di Vito et al. 1999). Alue nousi jälleen merenpinnan yläpuolelle ajanjakson loppupuolella, mikä kertoo maankohoamisen nopeuden muutoksesta (Di Vito et al. 1999).

Kolmas vaihe alkoi noin 4800 vuotta sitten Agnano 1 -purkauksella (Di Vito et al. 1999). Vaiheen aikana tapahtui 4 räjähtämätöntä ja 16 räjähtävää purkausta, jotka vaihtelivat magmaattisten ja phreatomagmaattisten purkausten välillä (Di Vito et al. 1999). Purkaukset tapahtuivat noin 50 vuoden välein (Di Vito et al. 1999). Vuosien 4400 ja 3800 välillä muodostuivat Campi Flegrein nykyiset pinnanmuodot (Di Vito et al. 1999).

5.5.6. Aktiivisuus modernilla ajalla

Viimeisin Campi Flegrein alueella tapahtunut purkaus oli Monte Nuovon purkaus vuonna 1538, joka kesti noin viikon (Orsi et al. 1996). Purkaus tapahtui noin 3000 vuotta kestäneen rauhallisen ajanjakson jälkeen, ja on yksi pienimmistä alueella tapahtuneista purkauksista (Orsi et al. 1996). 1300-luvulta lähtien on myös havainnoitu merkittävää vertikaalista deformaatiota, joka voimistui huomattavasti ennen Monte Nuovon purkausta (Orsi et al. 1996). Purkausta seurasi vajoamisvaihe, joka kesti vuoteen 1969 (Orsi et al. 1996).

Kaldera on osoittanut uusia aktiivisuuden merkkejä vuodesta 1969 lähtien, jolloin alueella on tapahtunut 2 merkittävää maankohoamistapahtumaa vuosina 1969–1972 ja 1982–1984 Pozzuolin kaupungin lähetyvillä (Orsi et al. 1999a). Ensimmäisessä tapahtumassa maa kohosi noin 1.74 metriä ja jälkimmäisessä noin 1.79 metriä (Orsi et al. 1999a). Tapahtumiin liittyi myös seismisyys, jota tapahtui suorakulmaisen muotoisella, NE-SW-suuntaisella alueella ja se keskittyi La Starzan lohkoon (Orsi et al. 1999a). Maanjäristyksistä saatujen tietojen perusteella deformaatio tapahtuu leikkaavan siirrosmekanismin kautta, jossa La Starzan Napolinlahden puoleisessa osassa on reverssisiirrosjärjestelmä ja vastakkaisella puolella normaalisiirrosjärjestelmä (Orsi et al. 1999a). Seismisyyttä ei voida selittää perinteisillä mekaanisilla malleilla, sillä seismisyyttä ilmaantui vain kohoamisvaiheissa, eikä kohoamista seuranneissa vajoamisvaiheissa (Orsi et al. 1999b). Seismisyyden selittää arvioiden mukaan hydrodynaaminen järjestelmä, johon vaikuttaa suuri magmamäärä ja hydrotermisten fluidien virtaukset superkriittisissä olosuhteissa (Orsi et al. 1999b). Ne selittävät myös korkean lämpögradientin, joka on noin 100°C/km (Orsi et al. 1999b). Termisten mallien perusteella Campi Flegrein alla on tällä hetkellä vähintään 450 km³ suuruinen

magmakammiojärjestelmä, jonka keskimääräinen lämpötila on noin 740°C (Wohletz et al. 1999). Sen perusteella magma on noin 50 % nestemäistä (Wohletz et al. 1999).

Campi Flegrein kalderan rajojen sisäpuolella asuu noin 1.5 miljoonaa ihmistä, joista 350 000 asuu sen aktiivisimmassa osassa, minkä vuoksi hazardiluokitus on erittäin korkea (Orsi et al. 2004). Seuraavaa purkausta ei voida tarkasti arvioida, mutta muutoksien havainnointi esimerkiksi rakenteellisissa piirteissä auttavat arvioimaan purkauksen todennäköisyyttä tulevaisuudessa (Orsi et al. 2004). Kalderan keskiosan uudelleenkuohuminen aiheuttaa kompressiota NYT-kalderan lounaisosassa ja ekstensiota sen koillisosassa (Orsi et al. 2004). Jos ekstensio kehittyy normaalisiirroksi, magma voi nousta kohti pintaa ja aiheuttaa vulkanismia (Orsi et al. 2004). Magma voi nousta myös käänteissiirrosten kautta, jotka leikkaavat kohonneen lohkon samanaikaisesti aktivoituneita reunasiirroksia (Orsi et al. 2004). NYT-kalderan koillisosa on todennäköisin alue purkausaukon kehittymiselle, ja se kattaa noin 12 km² suuruisen alueen (Orsi et al. 2004).

Purkausta todennäköisesti edeltää tietyt geologiset ilmiöt, joita ovat esimerkiksi fumarolien aktiivisuus ja voimakas seismisyys (Orsi et al. 2004). Viimeisen 5 000 vuoden aikana tapahtuneiden purkausten dynamiikan perusteella seuraava purkaus on todennäköisesti keskisuuri, ja vaihtelee magmaattisten ja phreatomagmaattisten räjähdysten välillä, mutta räjähtämättömiä purkauksia ei voi sulkea pois (Orsi et al. 2004). Suurimmat riskit liittyisivät pyroklastisiin virtauksiin, vulkaanisiin laskeumiin sekä purkauksen aikana tai sen jälkeen tapahtuviin mutavyöryihin (Orsi et al. 2004).

6. Yhteenveto

Vaikka supertulivuorien mekanismeista ei ole saatavilla tuoretta dataa, niitä voidaan tutkia laajasti aikaisempien purkausten synnyttämien piirteiden avulla, ja mahdollisesti ennustaa tulevia purkauksia. Campi Flegrei on esimerkki siitä, kuinka supertulivuoren kehitystä voidaan tutkia ympäristössä havaittavien geologisten piirteiden avulla, ja arvioida sen potentiaalisia vaaroja tulevaisuudessa.

7. Lähdeluettelo

Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews* 85: 3–4, 125–160. <<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.004>>

Acocella, V., Salvini, F., Funicello, R. & Faccenna, C. (1999). The role of transfer structures on volcanic activity at Campi Flegrei (Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91: 2–4, 123–139. <[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00032-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00032-3)>

Albert, P. G., Giaccio, B., Isaia, R., Costa, A., Niespolo, E. M., Nomade, S., Pereira, A., Renne, P. R., Hinchliffe, A., Mark, D. F., Brown, R. J. & Smith, V. C. (2019). Evidence for a large-magnitude eruption from Campi Flegrei caldera (Italy) at 29 ka. *Geology* 47: 7, 595–599. <<https://doi.org/10.1130/G45805.1>>

Barberi, P., Bizouard, F., Clocchiatti, H., Innocenti, R., Metrich, F., Rosi, N. & Sbrana, M. (1983). The Phlegraean Fields: magma evolution within a shallow chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 1–4, 289–311. <[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90073-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90073-2)>

Branney, M. & Acocella, V. (2015). Calderas. *Teoksessa Sigurdsson, H. (toim.): The encyclopedia of volcanoes (second edition)*, 299–315. Academic press.

Clarke, A., Ongaro, T. & Belousov, A. (2015). Vulcanian eruptions. *Teoksessa Sigurdsson, H. (toim.): The encyclopedia of volcanoes (second edition)*, 505–518. Academic press.

Cole, J. W., Milner, D. M. & Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: A review. *Earth-Science Reviews* 69: 1–2, 1–26. <<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.004>>

D’Antonio, M. (2011). Lithology of the basement underlying the Campi Flegrei caldera: Volcanological and petrological constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 200: 1–2, 91–98. <<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.12.006>>

de Silva, S. & Lindsay J. (2015). Primary volcanic landforms. *Teoksessa Sigurdsson, H. (toim.): The encyclopedia of volcanoes (second edition)*, 273–297. Academic press.

de Silva, S. & Self, S. (2022). Capturing the Extreme in Volcanology: The Case for the Term “Supervolcano.” *Frontiers in Earth Science*, 10. <<https://doi.org/10.3389/feart.2022.859237>>

Di Vito, M. A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J., De Vita, S., Antonio, Pappalardo, L. & Piochi, M. (1999). Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91: 2–4, 221–246. <[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00037-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00037-2)>

Fedele, L., Scarpati, C., Lanphere, M., Melluso, L., Morra, V., Perrotta, A. & Ricci, G. (2008). The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: Geochronology, chemostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption. *Bulletin of Volcanology* 70: 10, 1189–1219. <<https://doi.org/10.1007/s00445-008-0197-y>>

Fedele, L., Scarpati, C., Sparice, D., Perrotta, A. & Laiena, F. (2016). A chemostratigraphic study of the Campanian Ignimbrite eruption (Campi Flegrei, Italy): Insights on magma chamber withdrawal and deposit accumulation as revealed by compositionally zoned stratigraphic and facies framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 324, 105–117. <<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.05.019>>

Forni, F., Bachmann, O., Mollo, S., De Astis, G., Gelman, S. E. & Ellis, B. S. (2016). The origin of a zoned ignimbrite: Insights into the Campanian Ignimbrite magma chamber (Campi Flegrei, Italy). *Earth and Planetary Science Letters* 449, 259–271. <<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.003>>

Francis, P. (1983). *Giant Volcanic Calderas* 248. 6, 60–73. <<http://www.jstor.org/stable/24968920>>

Gianardi, R., Bisson, M., Cocchi, L., Isaia, R., Passaro, S., Sepe, V. & Spinetti, C. (2024). From land to sea: a new high-resolution bathymetry and topography of the Campi Flegrei area, Southern Italy. *Journal of Maps* 20: 1. <<https://doi.org/10.1080/17445647.2024.2404873>>

Harris, B. (2008). The potential impact of super-volcanic eruptions on the Earth’s atmosphere. *Weather* 63: 8, 221–225. <<https://doi.org/10.1002/wea.263>>

Houghton, B., White, J. & Van Eaton, A. (2015). Phreatomagmatic and related eruption styles. *Teoksessa Sigurdsson, H. (toim.): The encyclopedia of volcanoes (second edition)*, 537–522. Academic press.

Malfait, W. J., Seifert, R., Petitgirard, S., Perrillat, J. P., Mezouar, M., Ota, T., Nakamura, E., Lerch, P. & Sanchez-Valle, C. (2014). Supervolcano eruptions driven by melt buoyancy in large silicic magma chambers. *Nature Geoscience* 7: 2, 122–125. <<https://doi.org/10.1038/ngeo2042>>

Moretti, R., Arienzo, I., Di Renzo, V., Orsi, G., Arzilli, F., Brun, F., D'Antonio, M., Mancini, L. & Deloule, E. (2019). Volatile segregation and generation of highly vesiculated explosive magmas by volatile-melt fining processes: The case of the Campanian Ignimbrite eruption. *Chemical Geology* 503, 1–14. <<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.10.001>>

Orsi, G., Antonio, M. D., De Vita, S. & Gallo, G. (1992). The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53: 1–4, 275–287. <[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90086-S](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90086-S)>

Orsi, G., Civetta, L., Gaudio, C. Del, De Vita, S., Vito, M. A. Di, Isaia, R., Petrazzuoli, S. M., Ricciardi, G. P. & Ricco, C. (1999a). Short-term ground deformations and seismicity in the resurgent Campi Flegrei caldera (Italy): an example of active block-resurgence in a densely populated area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91: 2–4, 415–451. <[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00050-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00050-5)>

Orsi, G., De Vita, S. & Di Vito, M. (1996). The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74: 3–4, 179–214. <[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00063-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00063-7)>

Orsi, G., Di Vito, M. A. & Isaia, R. (2004). Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera. *Bulletin of Volcanology* 66: 6, 514–530. <<https://doi.org/10.1007/s00445-003-0336-4>>

Orsi, G., Petrazzuoli, S. M. & Wohletz, K. (1999b). Mechanical and thermo-fluid behaviour during unrest at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and*

Geothermal Research 91: 2–4, 453–470. <[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00051-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00051-7)>

Pabst, S., Wörner, G., Civetta, L. & Tesoro, R. (2008). Magma chamber evolution prior to the Campanian Ignimbrite and Neapolitan Yellow Tuff eruptions (Campi Flegrei, Italy). *Bulletin of Volcanology* 70: 8, 961–976. <<https://doi.org/10.1007/s00445-007-0180-z>>

Piochi, M., Kilburn, C. R. J., Di Vito, M. A., Mormone, A., Tramelli, A., Troise, C. & De Natale, G. (2014). The volcanic and geothermally active Campi Flegrei caldera: An integrated multidisciplinary image of its buried structure. *International Journal of Earth Sciences* 103: 2, 401–421. <<https://doi.org/10.1007/s00531-013-0972-7>>

Pyle, D. (2015). Sizes of volcanic eruptions. *Teoksessa Sigurdsson, H. (toim.): The encyclopedia of volcanoes (second edition)*, 257–264. Academic press.

Rogers, N. (2015). The composition and origin of magmas. *Teoksessa Sigurdsson, H. (toim.): The encyclopedia of volcanoes (second edition)*, 93–112. Academic press.

Rosi, M., Sbrana, A. & Principe, C. (1983). The phlegraean fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 1–4, 273–288. <[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90072-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90072-0)>

Silleni, A., Giordano, G., Isaia, R. & Ort, M. H. (2020). The Magnitude of the 39.8 ka Campanian Ignimbrite Eruption, Italy: Method, Uncertainties and Errors. *Frontiers in Earth Science* 8. <<https://doi.org/10.3389/feart.2020.543399>>

Sparice, D., Pelullo, C., de Vita, S., Arienzo, I., Petrosino, P., Mormone, A., Di Vincenzo, G., Marfè, B., Cariddi, B., De Lucia, M., Vertechì, E., D’Orlando, C., Del Carlo, P., Di Roberto, A., Giaccio, B., Zanchetta, G. & Di Vito, M. A. (2024). The pre-Campi Flegrei caldera (>40 ka) explosive volcanic record in the Neapolitan Volcanic Area: New insights from a scientific drilling north of Naples, southern Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 455. <<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2024.108209>>

Vineberg, S. O., Isaia, R., Albert, P. G., Brown, R. J. & Smith, V. C. (2023). Insights into the explosive eruption history of the Campanian volcanoes prior to the Campanian Ignimbrite eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 443. <<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107915>>

Vitale, S. & Ciarcia, S. (2013). Tectono-stratigraphic and kinematic evolution of the southern Apennines/Calabria-Peloritani Terrane system (Italy). *Tectonophysics* 583, 164–182. <<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.004>>

Vitale, S. & Isaia, R. (2014). Fractures and faults in volcanic rocks (Campi Flegrei, southern Italy): Insight into volcano-tectonic processes. *International Journal of Earth Sciences* 103: 3, 801–819. <<https://doi.org/10.1007/s00531-013-0979-0>>

Wohletz, K., Civetta, L. & Orsi, G. (1999). Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91: 2–4, 381–414. <[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00048-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00048-7)>