creative commons
COMMONS DEED

저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:

저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.

비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.

변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 이용허락규약(Legal Code)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

Disclaimer

dCollection

지리학석사학위논문

화성 Tharsis Montes 화산체의 형성과정에 관한 연구

2013년 2월

서울대학교 대학원

지리학과

문 지 윤

화성 Tharsis Montes 화산체의 형성과정에 관한 연구

지도교수 박 수 진

이 논문을 지리학석사학위논문으로 제출함

2012년 10월

서울대학교 대학원

지리학과

문 지 윤

문지윤의 석사학위논문을 인준함

2012년 12월

위 원 장 _____ (인)

부 위 원 장 _____ (인)

위 원 _____ (인)

<국문초록>

본 연구에서는 화성을 대표하는 화산지역인 Tharsis Montes의 형성과정을 추정하기 위하여 지형적인 특징을 토대로 형성가설을 검토하고 이를 기존의 연대분석과 종합하고자 하였다. 우선 지형적 특징을 파악하기 위하여 화산체의 형태, 칼데라 형태, 지표 거칠기, 용암류의 유동적 특성에 대한 분석을 실시하였다. 다음으로 형태적 차이를 유발할 수 있었던 가설들을 비교 검토하였다. 마지막으로 도출한 가설을 기존 연대분석 결과와 종합하여 Tharsis Montes의 형성과정을 추정하였다. 연구결과를 요약하면 다음과 같다.

첫째, Tharsis Montes의 형태적 특성 분석 결과, 화산체의 높이, 경사도, 부피는 Ascraeus Mons에서 가장 크고 사면 거칠기도 가장 거친 것으로 나타났다. 칼데라의 경우에는 Arsia Mons이 유일하게 단일 칼데라를 형성하고 있는데, 너비는 가장 큰 반면 깊이는 가장 얕은 것으로 확인되었다. 용암류의 점성은 Arsia Mons에서 가장 점성이 크며 Pavonis Mons의 점성이 가장 낮은 것으로 파악되었다.

둘째, 형태적 특성에 대한 가설을 검토한 결과, 화산체의 형태와 지표 거칠기에는 점성과 지속적인 화산활동이 가장 큰 영향을 미치는 것으로 나타났다. 따라서 점성이 크고 화산활동이 지속적으로 일어날수록 경사가 가파르고 거친 사면을 형성한다. 칼데라의 형태는 마그마방의 형태와 깊이를 반영하는데, 칼데라의 너비가 크고 얕을수록 마그마방의 크기가 크고 지표와 가깝다는 것을 의미한다. 또한 칼데라의 형태를 통해 폭발강도와 같은 분출양상과 재피복 활동에 대해서도 유추할 수 있다. 즉, 규모가 큰 폭발이 일어날수록 너비가 넓은 칼데라를 형성하며 재피복 활동이 활발할수록 얕고 평평한 칼데라 바닥을 형성한다. 용암류의 유동적 특성을 통해서는 분출물질의 점성과 종류에 대해서 파악할 수 있다.

마지막으로, 위에서 도출한 가설을 두 가지 상반된 연대분석 결과와 비교 검토하여 Tharsis Montes 형성과정 시나리오를 제시하였다. 우선 Tharsis Montes가 남에서 북으로 발달했다는 1970~80년대 연대분석 결과와 종합하여 살펴본 결과이다. 형성과정 초기에 Arsia Mons에서 폭발규모가 크고 지속적인 화산활동이 일어났으며 이후 북쪽으로 갈수록 화산활동이 감소하였다. 그러다가 Ascraeus Mons에서 분출물질의 점성이 높아지면서 경사가 가파르고 규모가 큰 화산체를 형성하였다. 두 번째로 2000년대의 연대분석 결과와 종합한 결과, 화산활동은 Ascraeus Mons에서 가장 먼저 시작되었으며 Pavonis Mons과 Ascraeus Mons의 순서로 발생했다. 이후 Ascraeus Mons과 Pavonis Mons에서는 상대적으로 조용한 일출식 분화가 일어난 반면, Arsia Mons에서는 폭발을 동반하기도 하였다. 특히 Arsia Mons에서 활발한 화산활동이 발생해 칼데라의 깊이를 메우고 바닥이 평평한 단일 칼데라를 형성하였다. Ascraeus Mons과 Pavonis Mons에서도 화산활동이 존재했으나 칼데라의 깊이를 메우기에는 충분하지 않았다. 전반적인 화산활동은 남쪽으로 갈수록 활발해졌으며, 이와 동시에 분출물질의 점성도 다시 높아져 Pavonis Mons보다 큰 Arsia Mons이 형성되었다.

기존의 연구들은 연대분석을 활용하여 화산을 단순히 시기에 따른 순서로 구분하거나 화산에서 관찰되는 특정 현상이나 형태만을 해석하려 시도했었다. 그러나 본 연구는 Tharsis Montes의 지형적 특징과 연대를 결합하여 Tharsis Montes의 형성과정을 추정하였다는 데 의의가 있다. 그럼에도 불구하고 Tharsis Montes의 화산활동이 북-남, 또는 남-북으로 이동했던 이유와 형성과정에서 있었던 보다 자세한 사건들은 앞으로 활발한 탐사와 연구를 통해 해결해야 할 과제로 남아있다.

주요어 : 화성 화산, Tharsis Montes, 지형분석, 화산체 형성과정

학 번 : 2011-20135

<목 차>

Ⅰ. 서 론 ····· 1

1. 연구배경 ····· 1

1) 화성연구의 의의 ····· 1

2) 화성의 화산지형 ····· 2

2. 선행연구 ····· 4

3. 연구목적 ····· 9

4. 연구지역 ····· 9

Ⅱ. 이론적 배경 ····· 13

1. 화성의 지질사와 화산활동 ····· 13

2. 화산의 형태에 영향을 미치는 요인 ····· 15

1) 분화 유형 ····· 16

2) 분출 물질의 성질 ····· 19

3) 마그마방의 형태 ····· 21

4) 용암의 종류 ····· 23

Ⅲ. 연구자료와 연구방법 ····· 25

1. 연구자료 ····· 27

1) MOLA DEM ····· 27

2) THEMIS ····· 27

2. 연구방법 ····· 27
1) 화산체 형태분석 ····· 27
2) 칼데라 형태분석 ····· 32
3) 지표 거칠기(surface roughness) 분석 ····· 33
4) 용암류(lava flow) 분석 ····· 36

Ⅳ. 연구결과 및 해석 ····· 42
1. 화산체 형태분석 ····· 42
1) 화산체 경계설정 ····· 42
2) 화산형태 지표 ····· 43
3) 화산체의 형태와 형성 가설 ····· 45
2. 칼데라 형태분석 ····· 46
1) Arsia Mons ····· 47
2) Pavonis Mons ····· 51
3) Ascraeus Mons ····· 54
4) 칼데라의 형태와 형성 가설 ····· 56
3. 지표 거칠기 분석 ····· 57
1) RMS 분석 ····· 57
2) TRI 분석 ····· 58
3) 화산 표면의 거칠기와 형성 가설 ····· 61
4. 용암류 분석 ····· 62
1) Arsia Mons 용암류 ····· 64

2) Pavonis Mons 용암류 ····· 67
3) Ascraeus Mons 용암류 ····· 70
4) 유동적 특성 분석 ····· 74
5) 용암류의 유동적 특성과 형성 가설 ····· 77

Ⅴ. 토의 ····· 80
1. Tharsis Montes의 연대분석 결과와 형성가설 검토 ····· 81
1) 연대분석 결과 1: 남에서 북으로 발달 ····· 81
2) 연대분석 결과 2: 북에서 남으로 발달 ····· 83
2. Tharsis Montes의 형성과정 시나리오 ····· 84
1) 시나리오 1: 남에서 북으로 발달 ····· 85
2) 시나리오 2: 북에서 남으로 발달 ····· 85

Ⅵ. 결 론 ····· 87

참고문헌 ····· 89

<표 목차>

〈표 1-1〉 Tharsis Montes의 1970~80년대 연대분석 결과 ····· 5
〈표 2-1〉 화성의 지질시대와 지질 현상 ····· 13
〈표 3-1〉 화산형태 지표 선행연구 ····· 30
〈표 3-2〉 연구에 사용된 화산형태 지표 ····· 31
〈표 3-3〉 TRI 카테고리 ····· 36
〈표 3-4〉 유동특성 분석에 필요한 용암류 데이터 ····· 37
〈표 4-1〉 Tharsis Montes의 화산형태 지표 ····· 44
〈표 4-2〉 Tharsis Montes의 RMS 분석결과 ····· 58
〈표 4-3〉 Ar1의 지형 데이터 ····· 64
〈표 4-4〉 Ar2의 지형 데이터 ····· 66
〈표 4-5〉 Pa1의 지형 데이터 ····· 68
〈표 4-6〉 Pa2의 지형 데이터 ····· 69
〈표 4-7〉 As1의 지형 데이터 ····· 71
〈표 4-8〉 As2의 지형 데이터 ····· 73
〈표 4-9〉 Tharsis Montes 용암류의 지형 데이터 ····· 74
〈표 4-10〉 Tharsis Montes 용암류의 항복강도(Yield strength) ····· 75
〈표 4-11〉 Tharsis Montes 용암류의 유출률(Effusion rate)과 점성(Viscosity) ····· 76
〈표 5-1〉 Tharsis Montes의 형태적 특성과 형성 가설 ····· 80
〈표 5-2〉 시나리오 1의 형성가설 검토 ····· 81

〈표 5-3〉 시나리오 2의 형성가설 검토 ····· 83

<그림 목차>

〈그림 1-1〉 화성화산의 분포 ····· 2
〈그림 1-2〉 화성의 자기이상 지도 ····· 7
〈그림 1-3〉 연구지역 위치 ····· 10
〈그림 1-4〉 Tharsis Montes가 위치한 Tharsis 지역의 지질구조 ····· 11
〈그림 2-1〉 화산 분화 유형의 구분 ····· 18
〈그림 2-2〉 마그마의 점성과 온도에 따른 암석 종류 ····· 20
〈그림 2-3〉 마그마방과 관련된 칼데라 형태 ····· 22
〈그림 3-1〉 연구방법과 활용 목적 ····· 25
〈그림 4-1〉 Arsia Mons 화산체의 경계 ····· 42
〈그림 4-2〉 Pavonis Mons 화산체의 경계 ····· 42
〈그림 4-3〉 Ascraeus Mons 화산체의 경계 ····· 43
〈그림 4-4〉 Tharsis Montes의 종단면 ····· 47
〈그림 4-5〉 Arsia Mons 칼데라의 THEMIS 조합영상 ····· 48
〈그림 4-6〉 Arsis Mons 칼데라 바닥 ····· 49
〈그림 4-7〉 Arsia Mons 칼데라 바닥의 작은 순상화산체 ····· 50
〈그림 4-8〉 Pavonis Mons 칼데라 바닥 ····· 52
〈그림 4-9〉 Pavonis Mons 칼데라 벽 ····· 53
〈그림 4-10〉 Ascraeus Mons의 칼데라 ····· 54
〈그림 4-11〉 Ascraeus Mons 칼데라 벽 ····· 55
〈그림 4-12〉 Arsia Mons의 TRI 결과 ····· 59

〈그림 4-13〉 Pavonis Mons의 TRI 결과 ····· 59
〈그림 4-14〉 Ascraeus Mons의 TRI 결과 ····· 60
〈그림 4-15〉 Tharsis Montes의 용암류 위치 ····· 63
〈그림 4-16〉 Ar1의 영상과 종단면 위치 ····· 64
〈그림 4-17〉 Ar2의 영상과 종단면 위치 ····· 65
〈그림 4-18〉 Pa1의 영상과 종단면 위치 ····· 67
〈그림 4-19〉 Pa2의 영상과 종단면 위치 ····· 69
〈그림 4-20〉 As1의 영상과 종단면 위치 ····· 71
〈그림 4-21〉 As2의 영상과 종단면 위치 ····· 73
〈그림 4-22〉 용암류의 항복강도와 이산화규소 함량의 관계 ····· 78

Ⅰ. 서 론

1. 연구배경

1) 화성연구의 의의

지형학은 지구에 존재하는 여러 지형들이 어떻게 형성되었고, 어떠한 형태와 특성을 지니고 있는지 연구하는 학문이다(Bloom, 1998). 그러나 지형학은 더 이상 지구만을 대상으로 하지 않고, 주변 행성까지 그 범위를 넓혀가고 있다. 특히 태양계 중에서 지구와 가장 유사한 행성으로 주목받고 있는 화성에서는 유수에 의한 지형, 빙하지형, 화산지형, 건조지형 등이 관찰되고 있다(Chapman, 2007). 이에 화성에서 발견되는 다양한 지형들의 형성과정, 형태, 특성들에 대한 연구가 활발하게 이루어져 왔다.

미래에 인류의 정착가능성까지 제기되고 있는 화성은 1960년대부터 관심의 대상이었다. 화성에 탐사선을 보내려고 가장 먼저 시도했던 국가는 구소련이다. 그러나 이들의 노력은 성공하지 못하였고, 화성의 영상을 가장 먼저 보내온 위성은 1964년에 발사된 미국의 마리너 3호였다. 소련의 마스 3호는 1971년 화성에 가장 먼저 착륙한 탐사선이었으나, 착륙 직후 작동이 멈췄다. 1976년에는 미국의 바이킹 1호와 2호가 연달아 화성착륙에 성공하여 직접 탐사하기 시작하였다. 그 이후에도 1996년에는 마스 글로벌 서베이어호, 1997년에는 패스파인더, 2001년에는 오디세이, 2003년에는 스피릿과 오퍼튜니티를 발사하였다. 2012년 8월에는 가장 정교하고 다양한 장비를 탑재한 큐리오시티가 착륙에 성공하였다. 화성탐사에 들어가는 천문한적인 비용과 노력에도 불구하고 끊임없이 화성탐사를 지속하는 것은 화성이 그만큼 지구와 가깝고 유사한 행성이며 태양계 내에서도 매우 중요한 행성이기 때문이다.

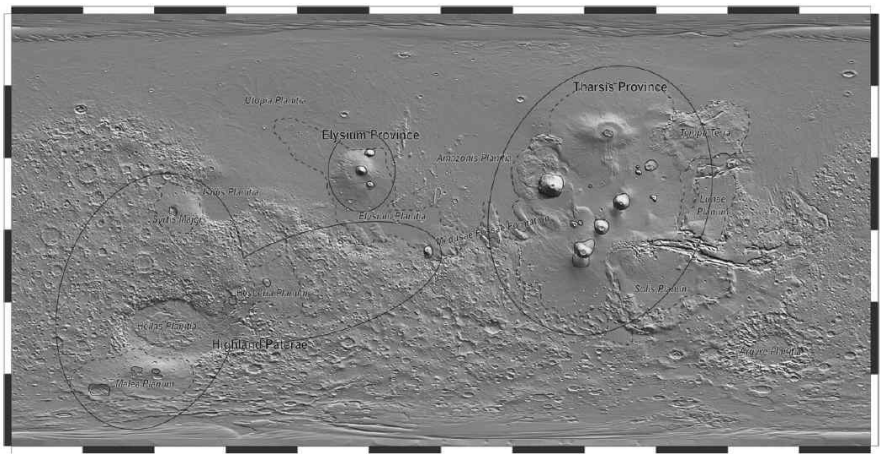
이제 우리나라도 화성연구에 본격적으로 참여하기 시작하였다. 2030년에는 국내에서 제작된 로봇이 화성의 분화구를 직접 탐사할 계획이

며[1], 정부도 2017년에는 본격적인 행성탐사에 착수한다고 보고하였다[2]. 이에 따라 화성탐사와 관련된 기초연구가 필요하며, 국내에서도 화성연구가 이루어지고 있다(이차복, 2007, 2012). 이러한 화성연구는 화성의 지형에 대해 이해할 수 있게 해줄 뿐만 아니라, 지구를 좀 더 깊게 이해하는 데에도 도움이 될 수 있다(Lane, 2011).

2) 화성의 화산지형

화성에서 화산활동이 있었다는 증거는 마리너 9 화성탐사선이 최초로 보내온 것으로, 순상화산과 용암류의 이미지가 담겨 있었다(McCauley *et al.*, 1972). 일찍이 지구와 달을 대상으로 한 연구에서 화산활동이 행성 진화과정에서 매우 중요한 역할을 한다는 것을 발견하면서, 화성의 화산에 대한 연구도 활발히 진행되었다(Greeley and Spudis, 1981).

화성은 지표의 60% 이상이 화산활동으로 인한 물질로 구성되어 있



출처: Werner(2009)

〈그림 1-1〉 화성화산의 분포

1) 동아사이언스, 2012-07-27, 우리가 만든 로봇으로 우주탐사 나선다
2) 연합뉴스, 2007-05-28, 정부, 2017년부터 행성탐사 착수

다(Spudis and Greeley, 1977; Scott and Carr, 1978; Werner, 2009). 또한 화성에서의 화산활동은 매우 활발했으나 이들의 공간적 분포와 형태가 다양하게 나타나고 있다. 이러한 형태적 다양성은 서로 다른 분출활동과 분출양상의 변화를 암시한다. 무엇보다 화산활동과 구조적 활동에 대한 연구는 행성 내부의 역동성과 열진화를 조명할 수 있어 중요하게 다루어진다(Werner, 2009).

Werner(2009)는 화성화산의 공간적 분포를 고원대지(highland plains 또는 highland plateau), Elysium 지역, Tharsis 지역으로 구분하였다(그림 1-1). 우선 고원대지는 화성의 남반구에 위치한 거대한 충돌분화구인 Hellas Planitia의 주변을 둘러싼 지역이며, Elysium 지역은 고원대지의 북동쪽에 위치하고 있다. Tharsis 지역은 Elysium 지역과 약 120° 떨어진 곳으로 적도 부근에 위치하고 있다. 화성의 화산활동은 행성발달의 초기 단계부터 시작되었으며 연대가 가장 오래된 지역은 고원 대지로, 대규모 화성 분지의 형성시기와 유사한 약 40억 년의 연대를 보인다. 고원에 위치한 대부분의 화산지형은 그 연대가 41 ~ 39억 년의 범위를 보이며, 이는 행성의 대량폭격[3] 직후이다(Werner, 2009). Greeley and Spudis(1981)의 연구에 의하면 고원 평원의 화산활동은 Lunae 또는 Hesperia Plana와 저지대를 광범위하게 피복시켰던 대량의 flood volcanism 이후에 형성되었다. Elysium과 Tharsis 지역은 화성의 화산지역 중에서도 독특한 두 지역인데, 적도 근처의 남부 고원지대와 북부 저지대 사이의 경계지점에 위치하고 있다. 두 지역의 화산활동은 35 ~ 39억 년의 연대를 보이는데, Elysium 지역 화산들의 연대가 좀 더 오래되고 돔 형태를 띠고 있다. 반면 Tharsis 지역의 화산들은 연대가 좀 더 젊으며 돔 형태뿐만 아니라 커다란 순상화산들도 형성되어 있다(Werner, 2005). Tharsis 지역은 가장 최근까지도 화산활동의 흔적이 남아있는 지역으로, 화성을 대표하는 화산밀집지역이라고

3) 대량폭격(Late Heavy Bombardment, LHB): 약 41 ~ 38억 년 전 태양계가 형성된 이후 남아있던 소행성, 운석, 혜성들의 잔재와 행성 간에 충돌이 매우 활발했던 사건을 말한다. 이로 인해 지구를 포함한 달, 수성, 금성, 화성의 지표에 수많은 크레이터들이 형성되었다(Wetherill, 1975; Morbidelli, 2001).

할 수 있다(Neukum and Hiller, 1981; Neukum *et al.*, 2004; Carr and Head Ⅲ, 2010).

그 중에서도 Tharsis 지역의 중앙부에는 크기와 형태가 비슷한 세 개의 순상화산인 Arsia Mons, Pavonis Mons, Ascraeus Mons가 북동-남서 방향으로 나란히 위치하고 있으며, 세 화산을 묶어 Tharsis Montes라 부른다. 이들은 지형적으로 유사할 뿐만 아니라 화산체의 발달과정도 유사하다는 공통점이 있다(Blasius, 1976; Crumpler and Aubele, 1978; Scott and Tanaka, 1980; Zimbelman and Edgett, 1992).

그럼에도 불구하고 아직까지 세 화산체가 공통점 외에 어떠한 차이점과 다양성을 지니고 있고, 무엇이 이러한 차이를 일으켰는지에 대한 체계적인 연구가 부족하다(Mouginis-Mark, 2002). 유사함 속에서도 발견되는 다양한 지형은 화산형성 과정 또한 다양했다는 것을 의미하며, 비교연구를 통한 화산활동의 이해는 행성 내부의 역동성과 진화과정을 더 자세히 이해하는 데 필요한 방법이다(Crumpler and Aubele, 1978).

2. 선행연구

현재까지 Tharsis Montes에 대한 연구는 주로 화산체의 연대를 분석하거나 형태적 특징을 파악하는 데 초점이 맞추어져 있다. 연대분석은 주로 행성 표면의 크레이터(crater)를 기준으로, 그 크기와 밀도에 따라 해당 지역의 연대를 추정하는 방법이 사용되고 있다. 무엇보다 Tharsis Montes의 연대분석 연구에서 흥미로운 점은 상반된 연구결과들이 존재한다는 점이다.

우선 Viking 이미지를 주로 사용했던 1970~80년대의 연대분석 결과를 요약하면 다음의 〈표 1-1〉과 같다.

〈표 1-1〉 Tharsis Montes의 1970~80년대 연대분석 결과

단위: Gyr(십억 년)

저자(연도)	Arsia Mons	Pavonis Mons	Ascraeus Mons
Hartmann (1973)	0.2	0.08	0.1
Soderblom (1974)	0.59 - 0.8	0.14 - 0.24	0.14 - 0.24
Blasius (1976)	0.55 - 0.17	0.56 - 0.29	0.29
Crumpler and Aubele (1978)	0.48 - 0.26	0.48 - 0.28	-
Plescia and Saunders (1979)	1.18	0.41	0.24
Neukum and Hiller (1981)	1.31 - 0.13	-	0.3 - 0.28

연구자들마다 Tharsis Montes의 연대에 차이가 존재하지만, 전체적으로 Arsia Mons보다는 Ascraeus Mons의 연대가 더 어리다는 점을 파악할 수 있다. 또한 Blasius(1976)을 제외한 다른 연구들에서는 Arsia Mons에서 가장 오래된 연대가 발견되고 있다. 특히 Crumpler and Aubele(1978)는 세 화산체가 유사한 진화과정을 거쳤으며, Arsia Mons가 구조적으로 가장 많이 발달하였고, 그 다음이 Pavonis Mons이며 Ascraeus Mons가 가장 덜 발달했다고 주장하였다. 또한 세 화산체의 사면보다 칼데라 바닥에서 더 어린 연대가 나타나는 것을 확인하였다.

이와 더불어 Bleacher *et al.*(2007)은 Tharsis Montes의 화산체에 분포하고 있는 용암류와 분화구들을 조사하였으며, 세 화산체의 지형과 용암류, 분화구의 특징이 매우 유사하므로 마그마방을 공유하고 있을 것이라 주장하였다. 이에 대해 마그마는 우선 Arsia Mons에서 분출하

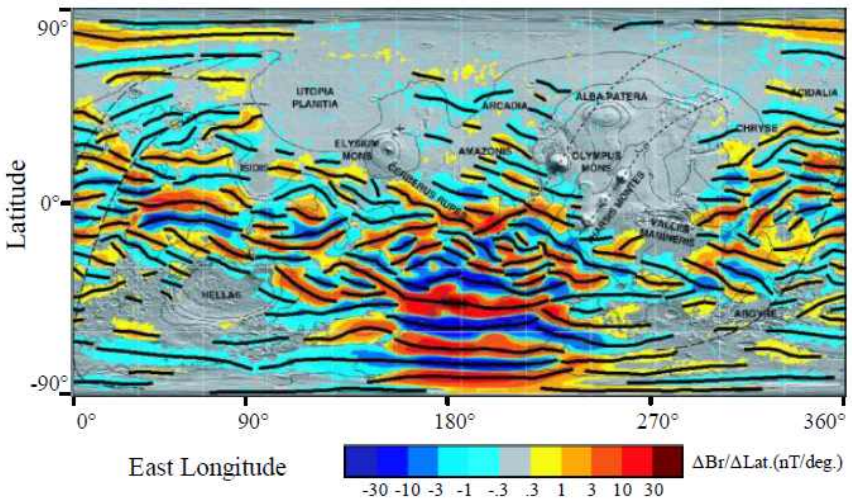
였다가 지구대(rift zone)의 틈을 따라 Pavonis Mons 쪽으로 갈라져 분화하였고, 이후 마그마방이 이동하여 Pavonis Mons와 Ascraeus Mons에서 분출하였다는 가설을 제시하였다.

위의 연구결과들을 종합하면 전반적으로 가장 남쪽에 위치한 Arsia Mons에서 분화가 먼저 발생했으며, 이후 화산활동이 점차 북쪽으로 이동했다고 할 수 있다. 그러나 2000년대의 연대분석은 이와 반대의 결과를 보이고 있다. Werner(2005, 2009)는 과거보다 더 정교한 HRSC 영상을 이용하여 화성 화산체에 대해 연대분석을 실시하였는데, Tharsis Montes의 순상화산체가 형성된 시기가 3.55 Gyr(십억 년)로 유사하다고 밝혔다. 특히 Ascraeus Mons보다 Arsia Mons가 더 오래되었다는 과거의 연구결과와 반대로 Ascraeus Mons가 3.6 Gyr로 가장 오래되었고, 그 다음으로 Pavonis Mons가 3.56 Gyr이며 Arsia Mons가 3.54 Gyr로 가장 어리다고 밝혔다.

무엇보다 최근의 연구들은 과거보다 고해상도의 자료를 더 많이 얻을 수 있기 때문에, 세 화산체의 칼데라에 대해서도 정교한 연대분석이 가능하다는 장점이 있다. Neukum *et al.*(2004), Werner(2005, 2009), Robbins *et al.*(2011)의 연구들은 각자 연대의 차이가 존재하지만, Ascraeus Mons의 칼데라 바닥에서 가장 오래된 연대가 발견되었다는 공통점이 존재한다. 또한 Arsia Mons의 칼데라 바닥은 세 화산체 중에서 상대적으로 어린 연대인 약 130 Myr(백만 년)로 밝혀졌다. 이러한 결과는 1970~80년대의 연구결과와 상반되는 것이 특징이다. 이에 대해 Robbins *et al.*(2011)은 화산활동에 필요한 마그마의 공급이 세 화산체에서 동시에 이루어졌다가, 남쪽으로 내려올수록 감소한 것으로 추정하였다. 이러한 주장은 기존의 Bleacher *et al.*(2007)의 가설과 완전히 반대되는 것이다.

화산체의 형성순서는 Tharsis Montes의 형성과정을 이해하는 데 있어 매우 중요하지만, 화성 전체의 지각운동을 이해하는 데에도 실마리를 제공한다. 현재 화성에는 자기장(magnetic field)이 많이 남아있지

않아 과거의 지각운동을 이해하는 데 어려움이 존재한다. 그럼에도 불구하고 화성의 자기장 패턴을 연구하려는 시도들이 존재하며, 이를 통해 화성의 지각운동에 단서를 제공하고 있다(Johnson and Phillips, 2005; Lillis *et al.*, 2009). Kobayashi and Sprenke(2010)는 화성의 자기이상(magnetic anomaly)을 핫스팟(hot spot)에 의한 결과라는 가설을 제시하였으며, 화성 전역의 자기선과 자기장을 지도에 표현하였다(그림 1-2). 이러한 자기장 패턴은 화성의 고도(남극이 고지대이고 북극이 저지대)와 일치하며, 남극에서부터 수평적인 지각운동이 발생해 북극까지 이어진 것으로 추정된다. 그 와중에 Tharsis Montes는 자기선 패턴과 수직적 위치에 있으며 지속적인 화산활동으로 인해 뚜렷한 자기장 패턴이 나타나지 않는다. 만약 〈그림 1-2〉에서 보이는 것처럼 남쪽에서 북쪽으로 이동하는 지각운동이 있었고 화성의 지각판이 하나라면, Tharsis Montes는 상대적으로 연약한 지각을 따라 남에서 북으로 형성되었을 가능성이 크다. 그러나 지구처럼 화성의 지각판이 여러 조각들로 나누어져 있고 Tharsis Montes가 위치한 지점이 지각판이 충돌하는 지점이라면(Fairén *et al.*, 2002), 충돌하는 방향과 힘에 따라



출처 : Kobayashi and Sprenke(2010)

〈그림 1-2〉 화성의 자기이상 지도

북쪽에서 남쪽으로 내려오며 형성되었을 가능성도 존재한다.

그러나 아직까지 Tharsis Montes의 형성과정에 관해서는 뚜렷하게 밝혀진 바가 없으며, 주로 연대분석을 통해 화산체의 형성 순서를 밝히는 데 지나지 않는다. 그러나 화산체의 일반적인 형성과정은 그 순서뿐만 아니라 형성 당시에 있었던 사건들을 포함하고 있으며, 형성과정에서 존재했던 특징이나 사건들은 독특한 지형을 형성하게 된다. 따라서 지형을 이해함으로써 형성 당시를 유추해 볼 수 있다(Ritter *et al.*, 2006).

화성화산의 형태적 특성에 관한 연구는 Plesica(2004)가 대표적이다. 그는 22개의 화산을 대상으로 높이, 측면 경사도, 칼데라 깊이, 화산체 부피와 같은 형태적 특성에 대해 분석하였다. 이를 통해 젊은 화산일수록 화산체의 높이와 기복이 크며 오래된 화산일수록 부피가 작다는 것을 밝혔으나, 화산의 전반적인 형성과정에 대해서는 언급하지 않았다. Tharsis Montes의 지형 및 형태적 특성에 관한 연구들도 존재하지만, 대부분은 주로 하나의 특징만을 분석하여 비교하는데 그치고 있다(Anguita and Moreno, 1992; Fastook *et al.*, 2004; Parsons and Head Ⅲ, 2004). 또는, 새로운 지형적 특징을 발견하면 그에 대해 가능성 있는 가설을 제시하지만 Tharsis Montes의 다른 화산과 비교하는 부분은 차후의 연구로 제시한다는 아쉬움이 남아있다(Zimbelman and Edgett, 1992; Mouginis-Mark, 2002; Byrne, *et al.*, 2010).

지금까지 Tharsis Montes의 형성과정과 관련된 연구를 살펴본 결과, 하나의 일치된 의견이 존재하지 않는 것을 확인할 수 있었다. 오히려 연대분석 결과는 남쪽에서 북쪽으로 올라갈수록 어리다는 결과와 북쪽에서 남쪽으로 내려갈수록 어리다는 상반된 결과가 존재하였다. 이러한 연대분석은 화산체가 형성된 시기를 정확히 유추할 수 있다는 장점이 있지만 형성과정에서 있었던 특징적인 사건들이나 독특한 지형을 형성하는 이유에 대해서는 파악할 수 없다. 그러나 Tharsis Montes 사이에서 다양한 지형과 형태적 특성들이 발견되며, 이러한 지형 및 형태의

다양성은 화산의 형성과정도 다양했다는 것을 의미한다. 따라서 화산체의 형성순서 뿐만 아니라 형성과정에서 있었던 특징적인 사건에 대한 이해가 필요하며, 이를 종합적으로 고려해야 Tharsis Montes의 일반적인 형성과정을 추정할 수 있다.

3. 연구목적

본 연구에서는 Tharsis Montes의 형성과정을 추정하기 위하여 기존의 연대분석 결과와 지형 분석을 통해 파악한 가설을 종합하는 방법을 활용하고자 한다. 세부 연구목적은 다음과 같다.

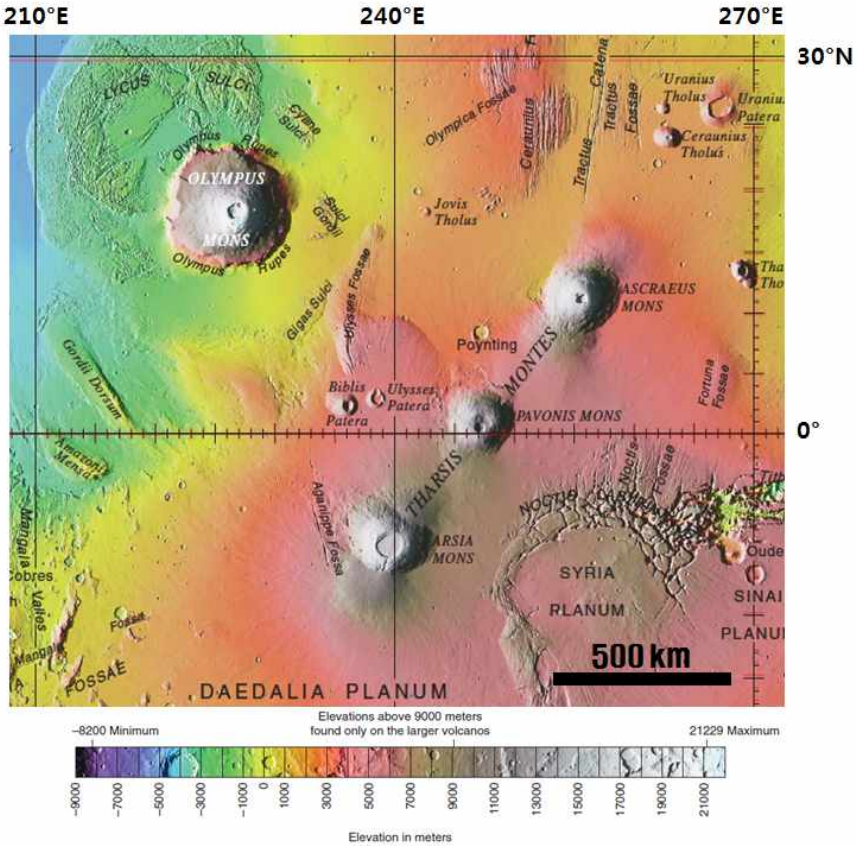
첫째, 화산의 지형적 특징인 화산체의 형태, 칼데라의 형태, 지표면 거칠기, 용암류 분석을 실시하여 Tharsis Montes의 지형을 파악한다.

둘째, Tharsis Montes의 지형을 토대로 형태적 차이를 일으킬 수 있는 가설을 비교 검토한다.

셋째, 기존 연대분석 결과와 가설을 종합하여 Tharsis Montes의 형성과정을 추정한다.

4. 연구지역

연구지역은 Tharsis 지역에 위치한 Tharsis Montes로, 남서쪽에서부터 Arsia Mons, Pavonis Mons, Ascraeus Mons가 포함된다(그림 1-3). Tharsis Montes의 지리적 위치는 동경 234° ~ 258° , 남위 16° ~ 북위 15° 의 범위를 보이고 있다. 적도에 가까이 위치한 Tharsis Montes는 화성의 대표적인 순상화산으로 지구와 비교하였을 때 그 규모를 짐작할 수 있다. Arsia Mons는 화산체의 크기가 463 × 326 km이며, Pavonis Mons는 380 × 535 km, Ascraeus Mons는 375 × 870 km이다(Plescia, 2004). 하와이 섬 전체의 크기가 약 135 × 150 km인 것을



출처: USGS(2003)

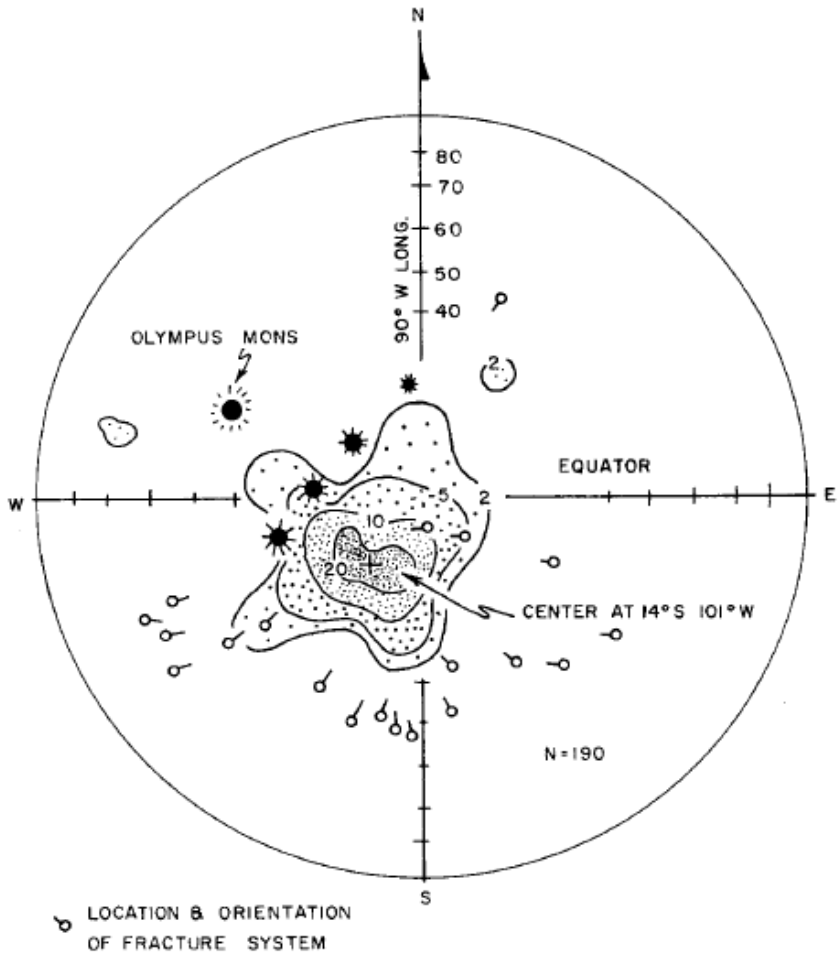
〈그림 1-3〉 연구지역 위치

감안하면, 각각의 화산체가 하와이 섬보다 크다는 것을 알 수 있다.

Tharsis Montes가 속한 Tharsis 지역은 화성 역사의 초기단계부터 화산활동이 시작됐다. Tharsis 지역은 약 40억 년 전에 융기하기 시작하면서 화산활동이 활발히 일어났다(Tharsis 지역은 그림 1-1과 그림 1-4 참조). Blasius and Cutts(1976)에 따르면, Tharsis 지역 아래에 발생한 불균등한 열이 지표와 가까운 맨틀을 녹이면서 온도의 상승을 일으키고, 이 때 부력이 있는 마그마가 지각에 침투해 Tharsis 지역을 융기하게 만들었다. 이와 동시에 화산활동이 시작되었는데, Olympus Mons와 Tharsis Montes에서 흘러나온 많은 용암류들이 Tharsis 지역

의 서쪽에 위치한 Amazonis Planitia 저평원지역을 거듭해서 피복시키기도 하였다. 이후 시간이 지날수록 Tharsis Montes의 화산활동은 점차 감소하였으나 Olympus Mons은 오랜 기간 분출이 지속되었다(Scott and Tanaka, 1980).

Tharsis Montes는 일반적으로 유사한 구조선(structure)의 형태가 나타나며, 같은 지구대(graben) 또는 지각 판(tectonic plate) 위에 위치해



출처: Wise *et al.*(1979)

〈그림 1-4〉 Tharsis Montes가 위치한 Tharsis 지역의 지질구조

있을 것이라 추정된다(Crumpler and Aubele, 1978; Plescia and Saunders, 1982; Solomon and Head, 1982; Plescia, 1991; Tanaka *et al.*, 1991). Wise *et al.*(1979)은 Tharsis Montes가 위치한 Tharsis 지역 주위로 방사상의 평행단층(parallel fault)이 나타난다고 밝혀 Tharsis 지역이 융기했음을 증명하였다. 또한 Tharsis Montes와 그보다 북동쪽에 위치한 Uranius Patera와 Tempe Fossae까지 연결되는 구조선이 있을 것이라 추정하였다(그림 1-4).

Tharsis Montes는 화산활동을 멈추었지만 최근까지도 분출했던 흔적이 발견되면서, 언제든지 다시 활동할 가능성이 있다고 여겨진다(Neukum *et al.*, 2004; Dohm *et al.*, 2008). Werner(2005)에 따르면 이들 화산의 분출 스타일은 주로 일출식 분화였으며, 대규모 폭발은 거의 일어나지 않았다고 밝혔다. Tharsis 지역의 순상화산들이 하와이의 순상화산들과 유사한 형태적 특징을 보이며, 하와이의 화산들이 비교적 조용한 일출식 분화로 형성되었거나 틈을 따라 분화하였기 때문에 Tharsis 지역의 화산들도 그러할 것이라 유추한 것으로 보인다(Mcdonald *et al.*, 1983; Carr, 1973). 그러나 최근 들어 Tharsis 지역에서도 폭발적인 분출이 있었던 증거들이 발견되고 있는데, 특히 Arsia Mons 주변에서 다량의 화산재 퇴적물(ash deposit)이 발견되었다(Mouginis- Mark, 2003). 퇴적물이 형성될 당시의 기후가 매우 건조하고 유수에 의한 지형형성 작용이 거의 일어나지 않았던 것으로 미루어보아 폭발적인 화산활동이 퇴적물을 공급했을 것으로 추정된다. 또한 Tharsis Montes의 주변에서 발견되는 퇴적물들이 빙하의 영향을 받았다는 연구들도 존재하면서 해당 지역에서의 화산활동이 매우 다양했었다는 사실을 암시하고 있다(Head and Marchant, 2003; Parsons and Head Ⅲ, 2005).

Ⅱ. 이론적 배경

1. 화성의 지질사와 화산활동

화성의 화산활동은 화성의 지질사(geological history)를 이야기할 때 빼놓을 수 없다. 우선 화성의 지질사는, 크게 노아(Noachian), 히스퍼(Hesperian), 아마존(Amazonian)의 세 시기로 나눌 수 있다(Tanaka and Scott, 1987; Head *et al.*, 2001; Carr and Head Ⅲ, 2010).

〈표 2-1〉 화성의 지질시대와 지질 현상

시대	기간(Gyr)	지질 현상
Noachian	4.1 ~ 3.7	○ 고원지역 화산활동의 시작 ○ 대규모의 벨리네트워크 형성 ○ 집중적인 운석폭격(bombardment)
Hesperian	3.7 ~ 3.0	○ Elysium과 Tharsis 지역에서의 집중적인 화산활동 ○ 가장 큰 아웃플로우 채널의 형성 ○ Marinaris 협곡의 발달
Amazonian	3.0 ~ 현재	○ Elysium과 Tharsis 지역에서의 화산활동 감소 ○ Olympus Mons의 발달 ○ 중·고위도에서 얼음의 형성과 활동

출처: Head *et al.*(2001), Carr and Head Ⅲ(2010)

아직까지 각 시기의 구분에 대해서는 학자들 사이에 차이가 존재하며 정확한 시기의 추정은 어렵다는 점을 고려해야 한다(Carr and Head Ⅲ, 2010). 우선 노아기 이전 시기에 대해서는 증거와 데이터들이 부족하다. 그러나 이 시기에 화성에서 가장 큰 운석충돌로 인한 분지인 Hellas가 형성되었을 것이라 추정한다. 또한 행성 전체가 고지대인 남쪽과 저지대인 북쪽으로 나뉘기 시작했으며, Tharsis 지역이 융기

하기 전 지각물질들이 집적되었던 시기이다.

노아기는 약 41 ~ 37억 년 전으로, 운석에 의한 대량폭격(bombardment)이 있었던 시기이다. 당시는 태양계가 형성된 직후였으며, 행성이 형성되고 남아있던 운석과 혜성들과의 충돌이 매우 활발했다. 또한 벨리네트워크의 형성과 침식이 활발했으며 화산활동이 Tharsis 지역에 집중되며 융기하기 시작하였다. 그러나 노아기 후기로 갈수록 이러한 지형형성 활동의 속도가 감소하기 시작하였다. 특히 벨리의 형성과 풍화, 침식작용이 감소하기 시작하며 히스퍼기에 접어들었다.

히스퍼기(37 ~ 30억 년)의 가장 큰 특징은 노아기보다 침식과 풍화작용이 급격히 감소했다는 점이다. 그러나 화산활동은 지속적으로 이루어졌으며, 이로 인해 적어도 지표의 30% 이상이 재피복(resurfacing)되었다. 화산활동은 주로 Elysium과 Tharsis 지역에 집중되었으나, Syrtis Major와 고원 지대에서도 화산활동이 활발하였다. 그러나 히스퍼기에 물에 의한 지형형성 작용이 전혀 없었던 것은 아니며, Valleis Marinaris 협곡이 발달하기도 하였다.

마지막으로 아마존기는 약 30억 년 전부터 현재까지의 시기로, 화성의 지질사 중에서 3분의 2 이상을 차지한다. 그러나 이전시기와 비교하면 모든 면에서 지질 및 지형형성 활동이 줄어들었다. 화산활동은 Elysium과 Tharsis 지역에 국한되었으며, 침식과 풍화도 매우 감소하였다. 그러나 아마존기에 발생했던 가장 큰 특징은 얼음의 형성과 집적, 그리고 이동에 관한 흔적들이다. 얼음의 흔적은 주로 극지방에 남아있는 퇴적물과 화산의 빙하퇴적물에서 발견되며, 위도 30 ~ 50° 에도 그 흔적이 남아있다. 아마존기 후기에는 화성에서 가장 큰 화산인 Olympus Mons가 형성되기도 하였다.

2. 화산의 형태에 영향을 미치는 요인

앞서 연구목적에서 밝혔듯이, 본 연구는 화산의 형태를 통해 형성과정에서 있었던 사건들을 파악하고 이를 연대분석 결과와 종합하여 Tharsis Montes의 형성과정을 추정하고자 한다. 이를 위해서는 Tharsis Montes의 형태를 정확히 파악해야 한다. 그러나 그 이전에 화산의 어떠한 형태적 특징을 파악하고, 화산의 형태를 통해 유추할 수 있는 가설들을 검토할 필요가 있다. 따라서 화산의 형태에 영향을 미치는 요인들에 대한 이론을 살펴보고자 한다. 이를 통해 파악한 요인들을 바탕으로 적절한 형태분석 기법을 선정하고, 분석 결과에 따른 형성가설을 제시하고자 한다.

화산의 형태에 영향을 미치는 요인들은 매우 다양한데, Bloom(1998)은 화산암의 종류, 마그마의 성질, 분화 유형, 분출 물질의 양을 활용해 화산의 유형을 분류하였다. 화산의 유형은 곧 화산의 형태를 의미하며 화산유형 분류에 활용된 여러 가지 성질들은 화산형태에 영향을 주는 요인이라고 할 수 있다. 따라서 화산암의 종류, 마그마의 성질, 분화 유형 등이 화산형태에 영향을 주는 요인들이라 할 수 있다. 이 외에도 Parfitt and Wilson(2008)은 마그마방의 특징, 휘발성 물질의 영향, 분출 규모와 빈도 등도 화산형태에 영향을 미치는 것으로 설명하였다. 그러나 본 연구에서 모든 요인들을 고려하는 것은 불가능하므로 형태를 통해 형성과정을 유추할 수 있는 요인들을 선정하였다. 우선 분화 유형은 화산체가 형성될 당시의 전반적인 분출 양상을 파악할 수 있는 수단이 되며, 분출 물질의 성질은 가스의 함량과 점성에 따라 화산의 형태를 결정짓는 요인이다. 마그마방의 형태는 칼데라의 형태와 밀접한 관련이 있으며 이는 앞으로의 화산활동을 예측하는 데에도 중요한 정보를 제공해준다. 또한 용암의 종류에 따라 화산표면의 거칠기가 달리 나타나며 용암의 종류는 용암류(lava flow)의 유동적 특징을 파악함으로써 추정할 수 있다(Bloom, 1998; Parfitt and Wilson, 2008; Huggett, 2011). 따라서 화산형태에 영향을 주는 요인들로 분화 유형, 분출 물질의 성질, 마그마방의 형태, 용암의 종류에 대해 알아보고자 한다.

그러나 이러한 요인들은 지구의 화산을 기준으로 선정한 요인들이며, 동일한 요인들이 화성에도 똑같이 적용될 수 있는지 검토해볼 필요가 있다. 현재 화성은 하나의 판(single plate)으로 이루어져 있다고 여겨지고 있으나, 화성의 화산이 지구 화산과 형태적으로 매우 유사하다고 알려져 있다(Frankel, 2005; Lane, 2011). 또한 지구의 지형과 화성의 지형을 비교하는 연구들이 많이 이루어졌으며 화산의 경우에도 많은 비교연구들이 이루어졌다(Edgett, 1990; Plescia, 2004; Crumpler *et al.*, 2007; Keszthelyi and McEwen, 2007; Mouginis-Mark *et al.*, 2007; Bleacher, 2010). 특히 이러한 비교연구들은 지구 지형의 형성 매커니즘과 화성 지형의 형성 매커니즘이 동일하다고 가정하고 있다. 또한 지구에서 적용되는 방법을 화성에 적용하여 해석하고 지구와 화성의 공통점과 차이점을 밝히는 연구들이 대다수이다. 따라서 지구 화산의 형태에 영향을 미치는 요인들이 화성의 경우에도 동일하다고 판단하여 연구를 진행하였다.

1) 분화 유형

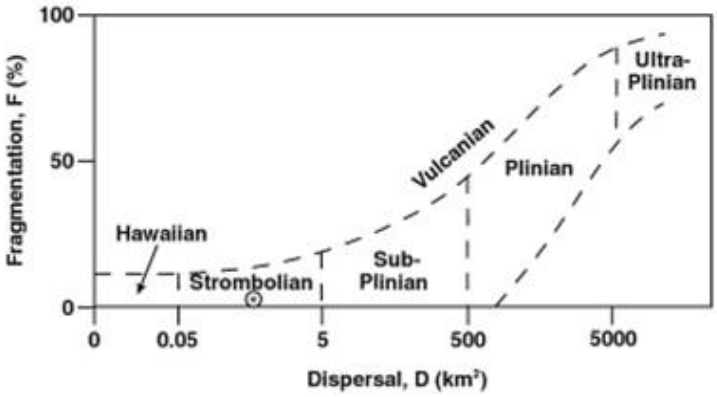
화산의 분화 유형은 화산이 형성될 당시의 분출 양상을 보여주는 것으로, 화산체의 전반적인 형태를 결정하는 요인이다(Bloom, 1998; Hugget, 2011). 화산의 분화 유형은 크게 일출식 분화와 폭발식 분화로 나뉜다. 일출식 분화는 지하 심부에서 암석들이 녹아 형성된 마그마가 지표로 분출하는 것으로, 주로 점성을 띤 액체인 용암이 형성된다. 반면 폭발식 분화는 마그마 물질들이 파편화되어 형성된 화산쇄설물을 동반한다(Parfitt and Wilson, 2008). 화산의 형태는 이러한 분화 유형에 영향을 받으며, 매우 다양한 분화 유형이 존재한다.

우선 일출식 분화는 점성을 지닌 용암이 폭발을 일으키지 않고 분출하는 것으로, 분화구로부터 멀리까지 뻗어나간다. 심해에서 분출이 발생한 경우에는 주로 일출식 분화의 유형을 띠며, 일출식 분화에 의해 형성된 지형은 매우 평탄한 것이 특징이다.

하와이식 분화는 용암 분수(lava fountain)를 형성하는 것이 특징이다. 용암은 분화구에서 100 m s^{-1}의 속도로 분출하여, 공중으로 몇 십 미터에서 몇 백 미터까지 솟아오르다가 낙하한다. 이러한 마그마 덩어리는 다시 분화구 주변으로 떨어지는데, 그 온도가 충분히 높아 용암류를 형성하여 수십 킬로미터까지 흘러간다(Head and Wilson, 1989). 하와이식 분화로 형성되는 화산은 경사가 4~6° 로 완만한 순상화산(shield volcano)의 형태를 띤다.

플리니식 분화는 가스와 화산쇄설물이 분출하는 것으로, 분화구에서 100 ~ 600 m s^{-1}의 속도로 분출하여 대기 중에 분출 기둥을 형성한다. 분출된 쇄설물이 크면 높이 솟아오르지 못하고 분화구 가까이 떨어지지만, 작은 쇄설물은 매우 높이 솟아올라 멀리까지 이동한다. 플리니식 분화는 단위시간당 질량속(mass flux)과 분출 기둥의 높이에 따라 sub-Plinian, Plinian, ultra-Plinian으로 구분된다. 일반적으로 플리니식 분화는 이산화규소와 가스의 함량이 많고 점성이 높으며, 낮은 온도에서 분출한다(Walker and Croasdale, 1971). 이와 같은 분화로 형성된 화산은 순상화산보다 경사가 좀 더 가파른 사면을 형성하게 된다.

지금까지의 유형은 지속적인 분화 유형이지만, 화산 분출이 항상 지속적으로 이루어지지는 않는다. 때로는 일시적인 분출이 발생하기도 하며 스트롬볼리식 분화가 이에 속한다. 스트롬볼리식 분화는 일시적인 분화 유형으로 몇 분에서 몇 시간의 간격으로 발생한다. 각각의 분출은 200m 이하의 작은 화산재 기둥을 형성하며 마그마의 점성이 낮은 것이 특징이다(Blackburn *et al.*, 1976). Parfitt and Wilson (2008)은 분화유형을 구분하는 데 있어 분출 물질의 면적(D)과 파쇄(fragmentation)의 정도(F)를 활용한 Walker(1973)의 연구를 제시하였다(그림 2-1). 여기에서 D는 분출 물질의 두께가 최대 두께의 1%까지 줄어드는 지점까지의 분출 면적이며, F는 화산쇄설물이 형성되는 크기의 범위이다. 그러나 종종 하와이식 분화로 인한 물질의 이동거리가 스트롬볼리식 분화로 구분되는 거리보다 더 멀리 흘러가기도 한다. 따라서 분화의 유형



출처: Parfitt and Wilson(2008) 재인용

〈그림 2-1〉 화산 분화 유형의 구분

을 구분할 때 주의해야 할 필요가 있다.

불칸식 분화는 일시적인 분화로 스트롬볼리식 분화와 유사하지만, 구성 물질의 점성이 더 높다. 특히 불칸식 분화는 폭발이 매우 격렬한 것이 특징이며, 폭발 사이의 휴식기간이 길수록 더 큰 폭발을 동반한다. 불칸식 분화는 종종 커다란 화산암괴나 화산탄을 방출하기도 하며, 분화 기둥을 형성하기도 한다. 이러한 분화 기둥은 불안정하기 때문에 무너지기 쉬운데, 이들이 무너지면서 화산쇄설물 밀도류(pyroclastic density current)를 유발하기도 한다(Morrisey and Mastin, 2000).

일반적으로 화산 분출은 여러 분화 유형이 복합적으로 발생하기도 하는데, 일출식 분화에 의한 용암류와 폭발식 분화에 의한 화산쇄설물이 겹겹이 쌓이면 원추형의 화산인 성층화산(stratovolcano) 또는 복성화산(composite volcano)을 형성하기도 한다. 이들은 경사가 10 ~ 30° 의 범위를 보이며, 사면의 전체적인 단면이 약간 오목하다. 특히 거대한 성층화산의 기슭에는 측화산 혹은 기생화산들이 발달하기도 한다.

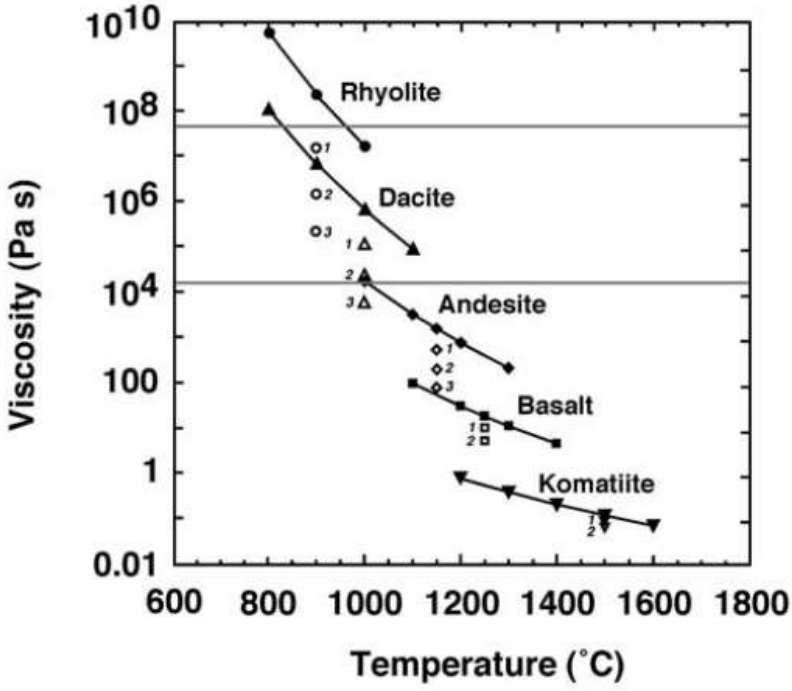
지금까지 언급하지 않은 분화 유형 외에도 용암을 동반하지 않은 폭

발을 일으키는 펠레식 분화, 물을 만나 폭발을 일으키는 하이드로마그마틱 분화 등 매우 다양한 유형들이 존재한다. 그러나 화산의 형성과정에서 한 가지의 분화 유형만 나타나는 경우는 드물며, 세계적으로 커다란 화산들은 여러 유형들이 복합적으로 발생해 형성되었다. 따라서 화산의 분화 유형을 파악하기 위해서는 다양한 가능성을 고려해야 한다.

2) 분출 물질의 성질

화산의 분출 물질은 우리가 흔히 알고 있는 용암에서부터 화산쇄설물까지 매우 다양하며, 이들은 분화 유형에 영향을 미쳐 화산의 형태를 결정하게 된다(Bloom, 1998). 화산분출물은 마그마에서 비롯되는데, 마그마는 액체 상태의 비휘발성 물질과 기체 상태의 휘발성 물질이 높은 압력으로 인해 일체를 이루고 있다(권혁재, 2007). 이것이 분화구로 올라오면 압력이 낮아지면서 액체와 기체가 분리되는데, 액체가 되어 흐른 것이 용암이고 기체는 화산가스가 된다. 그 중에서도 액체 상태의 마그마는 그 구성 물질의 성분에 따라 분화의 유형 및 화산형태에 영향을 미친다.

분출 물질의 하나인 마그마의 분화 유형에 가장 큰 영향을 미치는 요인은 마그마의 점성과 가스함량이다(Parfitt and Wilson, 2008). 가스함량이 화산의 분화 유형이 폭발적 분화일지 일출식 분화일지 결정하는 역할을 한다면, 점성은 주어진 조건에서 얼마나 빨리 마그마를 지표에 도달할 수 있게 하는지를 결정한다. 점성은 이산화규소(SiO2)의 함량에 따라 결정되는데, 이산화규소의 함량이 많을수록 점성이 높아진다. 이는 마그마의 종류를 구분하는 결정적인 요인으로 작용한다. 마그마의 점성은 온도에도 영향을 받는데, 온도가 높을수록 점성이 낮으며 온도가 낮아지면 점성은 높아진다(그림 2-2). 또한 마그마 내에 존재하는 결정(crystal)의 함량도 점성에 영향을 미치며, 결정이 많을수록 마그마의 점성은 높아진다(Hiesinger *et al.*, 2007).



출처: Hieinsger *et al.*(2007) 재인용

〈그림 2-2〉 마그마의 점성과 온도에 따른 암석 종류

검은색 실선과 도형이 점성과 온도에 따른 암석의 종류를 가리키며, 검은색 도형과 동일한 모양의 하얀색 도형은 물의 비중에 따른 차이를 나타낸다. 예를 들어 점성이 10^9인 암석에서 물이 차지하는 비중이 2wt%이라면, 해당 암석은 유문암(Rhyolite)에서 2단계 내려온 석영 안산암(Dacite)이 된다.

일반적으로 마그마의 가스함량이 높을수록 폭발식 분화가 일어나는데 특정 조건에서는 일출식 분화가 발생하기도 한다. 우선 가스함량이 매우 적을 때이다. 이때는 마그마가 지표로 올라오면서 용리[4]현상이 발생하지만, 기포 부피율(volume fraction)이 분열을 일으키기에 충분하지 못해 큰 폭발이 일어나지 않는다. 두 번째는 마그마가 지표에 가까워질 때, 가스의 상당부분을 소실했을 때이다. 이 또한 폭발력이 부

4) 용리(溶離, exsolution) : 고온 상태에서 고용(固溶)되어 있는 두 종류의 광물이 임계 온도에서 서로 분리하는 과정. (출처: 네이버 영어사전)

족해 일출식 분화를 일으킬 가능성이 높아진다. 세 번째로 수중에서 폭발했을 때이다. 깊은 물속에서 분화가 일어났을 때는 분화구를 누르는 수압에 의해 가스의 용리현상이 제한되기 때문이다. 마지막으로 마그마의 점성이 충분히 높을 때이다. 가스함량이 폭발적 분화를 일으킬 정도로 많다 하더라도, 마그마의 점성이 충분히 높으면 분열을 억제하여 폭발을 일으키지 않는다. 이는 주로 석영 안산암에서 유문암질 마그마일 때 발생한다(Parfitt and Wilson, 2008).

이와 같이 마그마의 점성과 가스함량은 화산의 분화 유형에 결정적인 역할을 하며, 분화 유형은 화산체의 형태와 매우 밀접한 관련이 있다. 그러나 화산체의 형태적 특징 중 하나인 경사도에 가장 큰 영향을 미치는 요인이 무엇인가에 대해 연구한 논문에 따르면, 마그마의 점성이 화산의 경사도에 직접적인 영향을 미치기도 한다. Posin and Greeley(1989)는 분출물질의 점성, 분출율, 부피, 면적, 용암류의 길이, 너비, 두께, 면적, 용암류의 두께/너비 비율, 너비/길이 비율, 두께/길이 비율 중에서 무엇이 화산체의 경사에 가장 큰 역할을 미치는지 연구하였다. 그 결과, 화산의 경사도에 가장 큰 영향을 미치는 요인은 점성이었으며, 통계분석을 통해 점성은 경사도와의 상관계수가 0.89로 매우 높은 상관성을 가진다고 밝혔다.

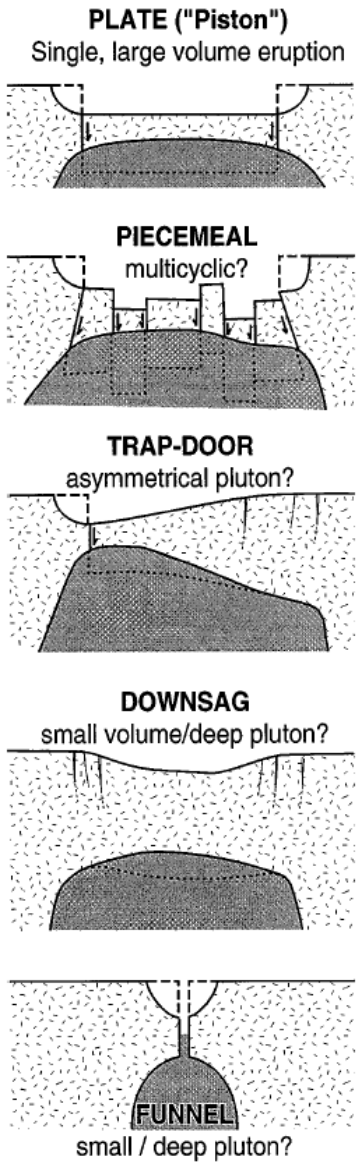
3) 마그마방의 형태

마그마방(magma chamber)은 화산이 폭발하기 전에 높은 압력과 온도에 의해 맨틀이 녹아 형성된 마그마가 암석권에 저장되어 있는 곳을 의미한다. 이러한 마그마방의 형태는 칼데라의 형태를 통해 짐작이 가능한데, 화산 분출로 인해 저장되어 있던 마그마가 빠져나가면 마그마방에 공동이 생기고 그로 인해 정상부가 함몰되어 칼데라가 형성되기 때문이다. 실제로 칼데라의 지름은 그 아래에 있는 마그마방의 지름을 반영하고 있다(Parfitt and Wilson, 2008). 이처럼 마그마방의 형태를

통해 칼데라의 구조를 추정할 수 있으며, 이는 과거의 화산분출 활동을 이해하는 것뿐만 아니라 앞으로의 활동을 예측하는 데 있어 결정적인 역할을 한다(Acocella, 2007)

현재까지 현장 데이터와 실험을 토대로 한 칼데라의 형태는 주로 다섯 가지로 분류 된다(Lipman, 1997; Roche *et al.*, 2000; Cole *et al.*, 2005). 우선 Plate(또는 Piston) type은 고리 모양의 단층(ring fault)으로 둘러싸여 있으며, 함몰된 중앙은 평평하다. 이와 같은 형태는 주로 한 번의 큰 분화에 의해 형성된다. Piecemeal type은 여러 개의 독립적인 블록들이 서로 다른 수직운동을 하며 나타난 결과이며, Trap-door type은 단층이 형성되지 않고 비대칭적으로 함몰되어 나타난다. Downsag type은 안쪽으로 굽어져 완만하게 함몰된 형태를 띤다. 마지막으로 Funnel type은 좁고 깊은 콘(cone) 형태의 함몰로, 종종 중력에 의한 침강과 관련되어 있다(그림 2-3).

또한 마그마방에 저장되어 있는 마그마는 화산의 형성과정에도 영향을 미친다. 맨틀이 녹아 형성되는 마그마는 처음에는 대부분 현무암질 마그마이지만, 지표면에 드러나는 마그마는 현무암부터 안산암, 유문암까지



출처: Lipman(1997)

〈그림 2-3〉 마그마방과 관련된 칼데라 형태

매우 다양한 성질을 지니고 있다. 이러한 물질의 변화에 영향을 미치는 것이 마그마방에 마그마가 머물러 있는 시간이다. 특히 얕은 마그마방에 저장되어 있는 마그마는 구성 물질이 냉각되어 분별결정[5] 작용이 일어나는 것을 피할 수 없다. 이러한 분별결정 작용에 영향을 미치는 결정적인 두 가지 요인이 마그마의 공급과 분출 빈도이다(Parfitt and Wilson, 2008). 마그마방에 마그마가 다시 채워지는 시간이 빠르고 분출 빈도가 높으면, 마그마가 식어서 결정을 형성하는 데 충분한 시간이 없으므로 현무암질 마그마가 분출하게 된다. 그러나 이와 반대의 경우에는 마그마의 성질이 변하는 데 필요한 시간이 충분하므로, 구성 물질들이 많이 진화한 마그마가 분출하게 된다. 이러한 냉각과 분별 작용은 화산의 활동에 직접적인 영향을 미치기 때문에 중요하다(Marsh, 2000).

4) 용암의 종류

용암은 액체 상태의 마그마로서 지표를 흘러갈수록 점점 냉각되면서 굳어지게 되는데, 이는 곧바로 화산체의 지표면을 형성하게 된다. 따라서 지표면의 형태를 통해 용암의 종류와 특성을 유추할 수 있다. 현무암질 용암 혹은 그와 유사한 구성 물질을 지닌 용암은 크게 두 가지로 구분되는데, 아아('a'a) 용암과 파호이호이(pahoehoe) 용암이다(Parfitt and Wilson, 2008). 파호이호이 용암은 흘러가면서 겹겹이 포개지며 표면은 매끄러운 것이 특징이다. 겹쳐져 있는 표면이 복잡해보이긴 하지만 용암 표면의 가장 겉 부분은 식으면서 산산이 부서지는 경향이 있다. 반면 아아 용암은 매우 불균등한 블록들로 이루어져 있으며 블록의 사이즈는 몇 센티미터부터 수십 센티미터 정도의 크기이다. 각각의 블록은 매우 거칠고 날카로우며, 결과적으로 아아 용암으로 이루어진

5) 분별결정(分別結晶, Fractional crystallization) : 차가워진 마그마에서 지속적으로 광물이 결정체를 이루게 하는 과정으로, 이러한 과정을 거쳐 구성 물질들이 진화해감 (출처: Parfitt and Wilson, 2008).

화산의 표면은 파호이호이 용암보다 매우 거칠다(Bloom, 1998).

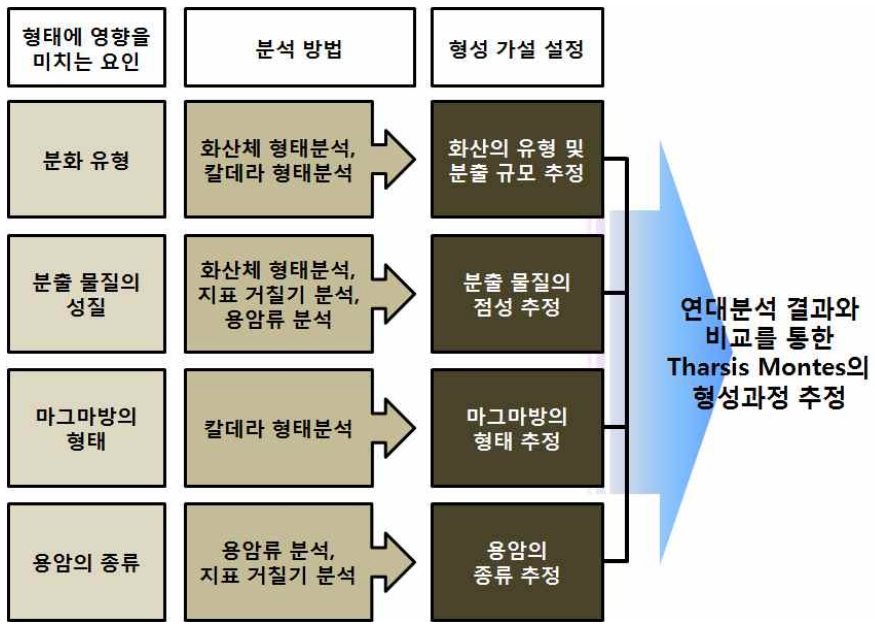
이러한 용암은 지표를 흘러가며 용암류를 형성하게 되는데, 두 용암 모두 하도(channel)를 형성하고 있는 현무암질 용암류에서 형성될 수 있다. 용암류의 제방과 같은 가장자리는 정체되어 있지만 하도에서는 용암이 매우 빠르게 흘러간다. 이로 인해 하도 물질의 전면에서 전단 응력이 발생하게 되며 용암에 변형이 일어나 제방으로 갈라지게 된다. 특히 용암류의 질량이 크고 속도가 빠를 때 변형이 잘 일어나며, 제방은 주로 하도에서 분리된 아아 용암으로 이루어지게 된다. 그러나 용암류의 질량이 작고 속도가 느린 경우에는 변형률이 작기 때문에 파호이호이 용암의 질감이 그대로 유지된다(Pinkerton and Norton, 1995).

용암은 곧 액체 상태의 마그마라고 할 수 있으며, 마그마의 종류는 분화 유형에도 영향을 미친다. 하와이식과 스트롬볼리식 분화는 현무암질(basalt) 마그마일 때 흔히 발생하며, 불칸식 분화는 주로 현무암질 안산암(basaltic andesite)에서 석영 안산암(dacite)의 범위에서 발생한다. 플리니식 분화는 이산화규소의 함량이 높은 안산암(andesite)에서 유문암(rhyolite) 계열일 때 발생한다(Bloom, 1998). 이는 앞서 설명한 분출 물질의 성질과도 연관된다고 할 수 있다. 또한 용암이 흘러간 흔적인 용암류는 독특한 지형을 형성한다. 이처럼 용암류가 남긴 지형 특성을 파악함으로써 용암의 유동적 특성을 이해할 수 있다(Kilburn, 2000). 무엇보다 용암류의 유동학적 특징에 영향을 미치는 대표적인 요인은 점성이다. 점성이 높을수록 용암류는 Bingham plastic의 특징을 보이며, 점성이 낮을수록 물과 비슷한 Newtonian fluid의 특징을 보인다. 이러한 용암류는 흘러가면서 하도와 같은 흔적을 남기게 되며, 이러한 흔적들로부터 점성과 같은 용암의 성질들을 파악할 수 있다(Hulme, 1974). 용암의 점성은 화산암의 종류를 추정하는 데 활용되기도 한다(Spera, 2000).

Ⅲ. 연구자료와 연구방법

이론적 배경을 통해 화산의 형태에 영향을 미치는 요인들이 분화 유형, 분출 물질의 성질, 마그마방의 형태, 용암의 종류라는 것을 파악하였다. 따라서 각각의 요인을 분석하는 데 적절한 연구방법을 선정하여 Tharsis Montes의 형태적 특성을 파악하고자 하였다. 특히 최근에는 위성영상과 수치고도모델(Digital Elevation Model, 이하 DEM)의 발달이 이루어지면서 많은 과학자들이 지형분석 방법을 활용하고 있다(Hengl and Reuter, 2009). 화성도 전 지역을 커버하는 DEM이 보급되었기 때문에 DEM을 활용하는 분석방법을 사용하였다. 분석을 통해 얻은 형태적 특성은 형성과정에 있었던 사건을 추정하기 위해 활용되며, 이를 도식화하면 〈그림 3-1〉과 같다.

〈그림 3-1〉 연구방법과 활용 목적



위의 그림을 분석 방법별로 설명하면, 우선 가장 널리 사용되는 형태 분석 기법은 화산체 전체의 전반적인 형태(고도, 경사도, 면적, 부피, 분화구의 깊이와 너비 등)를 수치적으로 파악하는 '화산체 형태분석'방법이다(Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980a; Plescia, 2004; Favalli *et al.*, 2009; Grosse *et al.*, 2011). 이는 화산의 지형을 파악하는 기본적인 방법으로 이를 통해 화산의 유형을 추정할 수 있을 뿐만 아니라, 화산체의 사면 경사를 통해 분출 물질의 점성 차이도 확인할 수 있다(Posin and Greeley, 1989). '칼데라 형태분석'방법은 마그마방의 형태를 파악할 수 있는 가장 직접적인 방법이다(Lipman, 1997; Roche *et al.*, 2000). 또한 칼데라의 크기와 붕괴 구조를 통해 분출 규모와 재피복 활동의 유무를 추정하기도 한다(Mouginis-Mark *et al.*, 2007; Parfitt and Wilson, 2008).

'지표 거칠기 분석'은 용암의 종류가 아아 용암인지 파호이호이 용암인지 파악할 수 있는 방법이지만, 현재 화성에서 얻을 수 있는 자료의 해상도의 한계로 이를 판단하기는 어렵다. 따라서 각 화산체의 전반적인 거칠기를 파악하고, 이에 따른 점성의 차이를 유추하는 데 활용할 수 있다(Posin and Greeley, 1989). 마지막으로 '용암류 분석'방법은 용암류의 유동적 특성 파악을 통해 분출 물질의 점성과 용암의 종류를 직접적으로 계산할 수 있는 방법이다(Sparks and Pinkerton, 1978; Keszthelyi and Self, 1998; Zimbelman, 1998; Garry *et al.*, 2007).

따라서 본 연구에서는 화산체 형태분석, 칼데라 형태분석, 지표 거칠기 분석, 용암류 분석을 실시하였다. 이를 통해 Tharsis Montes 화산의 유형과 분출 규모, 분출 물질의 점성, 마그마방의 형태, 용암의 종류를 추정할 수 있다. 최종적으로 형태를 통해 제시된 가설들은 연대분석 결과와 대조하여 Tharsis Montes의 형성과정을 추정하는 데 활용된다. 연구방법에 사용된 기본 자료는 MOLA DEM이며, 칼데라의 형태를 자세히 파악하기 위해 THEMIS 영상을 보조적으로 활용하였다.

1. 연구자료

1) MOLA DEM

MOLA DEM은 1999년 발사된 Mars Global Surveyor(MGS) 위성에 탑재된 Mars Orbiter Laser Altimeter(MOLA)를 활용하여 화성의 고도 값을 측정한 수치고도모델(Digital Elevation Model, DEM)이다. MOLA DEM은 화성의 전 지역을 커버한다는 장점이 있으며, 해상도는 1° 당 4, 16, 32, 64, 128 pixel이다. 본 연구에서는 128 pixel 자료를 활용하였으며, 격자(cell)크기로 변환하면 한 격자 당 해상도는 463 m이다.

2) THEMIS

THEMIS(Thermal Emission Imaging System) 영상은 화성의 Odyssey 위성에 탑재된 장비로 촬영한 5개의 가시광선 파장대와 9개의 적외선 파장대를 활용한다. THEMIS 영상은 가시광선 이미지와 적외선 이미지를 제공하는데, 가시광선 이미지의 해상도는 한 격자당 100 m이며 적외선 이미지는 18 m의 해상도로 제공되고 있다. 본 연구에서는 칼데라의 지형적 특징을 확인하기 위해 THEMIS의 가시광선 이미지와 적외선 이미지를 모두 활용하였다.

2. 연구방법

1) 화산체 형태분석

화산지형분석은 화산체의 형태적 특성이 중요하게 작용한다. 화산지형 및 형태에 관한 연구들에 따르면 화산체의 크기, 모양, 칼데라의 유무 등과 같은 특징이 주요한 지형변수들이다(Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980a; Plescia, 2004; Favalli *et al.*, 2009; Grosse *et*

al., 2011). 그러나 실제 지형분석에 들어가기에 앞서, 화산 지형분석에서 중요하게 다루어지는 또 하나의 문제는 화산체의 경계이다. 어디까지를 화산체로 규정하느냐에 따라서 화산의 면적, 부피와 같은 지형변수 값에 차이가 발생하기 때문이다.

현재까지 많은 연구자들은 화산체의 경계를 다소 임의적으로 규정하였다. 가장 많이 사용하는 방법은 화산체의 측면이 바닥의 평평한 면과 만나는 경사급변점의 등고선을 그 경계로 사용하는 방법이며, 화산체가 충분히 크고 경사가 완만해 경사급변점을 찾지 못하는 경우에는 경사도뿐만 아니라 음영기복도를 활용하여 경계를 설정하였다(Kallianpur and Mouginis-Mark, 2001; Plescia, 2004; Robinson and Eakins, 2006). 그러나 이는 연구자의 주관적인 판단에 근거하고 있으며, 그로 인해 같은 화산에 대해 연구자마다 서로 다른 경계를 설정한다는 문제점이 존재한다.

이에 Grosse *et al.*(2012)은 화산체의 경계를 설정할 때 객관적인 근거를 마련하고자 하였으며, 경험식에 근거해 화산체 경계선을 확정하는 방법을 도출하였다. 그러나 위의 방법을 활용하더라도 최종적으로는 연구자가 화산의 경계선을 설정해야 하기 때문에 완벽히 객관적이라고 할 수는 없으나, 기존의 방법보다는 경계에 대한 근거가 명확하다. 본 연구에서는 좀 더 객관적으로 화산체의 경계를 설정하기 위해 Grosse *et al.*(2012)의 방법을 활용하였다. 지형분석은 ArcGIS 9.3과 ArcView 3.2 소프트웨어를 활용하여 수행하였다.

① 화산체의 경계설정

화산체의 경계라고 할 수 있는 경사급변점을 찾는 과정에서 Grosse *et al.*(2012)은 경사도와 단면 곡률(profile curvature)이라는 두 가지의 변수를 고려하였다. 단면곡률은 등고선의 수직방향으로 측정한 사면형태의 요철정도로, 사면의 오목함과 볼록함을 나타내는 것뿐만 아니라 경사가

급격히 변하는 지점을 직접적으로 보여준다(Hengl and Reuter, 2009).

화산체의 경계를 나타내기 위한 식은 다음과 같다.

$$\text{Boundary delineation layer} = \text{Profile curvature}_{normalized} * f + \text{Slope}_{normalized} * (1-f) \quad (식1)$$

위의 〈식1〉에서 $\text{Profile curvature}_{normalized}$와 $\text{Slope}_{normalized}$를 구하는 식은 아래의 〈식2〉, 〈식3〉과 같다.

$$\text{Profile curvature}_{normalized} = (\text{Profile curvature}_{n} - \text{Profile curvature}_{min}) \div \text{Profile curvature}_{range} \quad (식2)$$

$$\text{Slope}_{normalized} = (\text{Slope}_{n} - \text{Slope}_{min})^2 \div (\text{Slope}_{range})^2 \quad (식3)$$

f는 0부터 1사이의 수로, 각 연구 케이스마다 다르다. Grosse *et al.*,(2012)은 경험상 0.5에서 0.8의 값이 가장 적절하다는 것을 발견하였다. 본 연구에서는 0.5~0.8까지의 값을 대입해 보았으나 큰 차이를 보이지 않아, 0.5를 사용하였다. 위 식을 활용하여 계산하면 새로운 레이어를 얻을 수 있으며 구득된 레이어에서 최소값을 따라 화산체의 경계선을 설정하였다.

② 화산형태 지표

화산형태에 관한 연구는 화산체의 크기, 모양, 칼데라의 유무 등과 같은 특징을 주요하게 다루고 있다(Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980a,b; Favalli *et al.*, 2009; Fornaciai *et al.*, 2012; Grosse *et al.*,

〈표 3-1〉 화산형태 지표 선행연구

Parameter	Porter (1972)	Wood (1980b)	Plescia (2004)	Doniz et al. (2008)	Favalli et al. (2009)	Fornaciai et al. (2012)	Grosse et al. (2012)	빈도수
Elevation			O		O	O		3
Basal area				O	O		O	3
Basal width	O	O		O	O	O	O	6
Summit area							O	1
Summit width							O	1
Height	O	O	O	O	O	O	O	7
Volume			O	O	O	O	O	5
Ellipticity index				O			O	2
Irregularity index							O	1
Height/Basal width ratio						O	O	2
Summit width/basal width ratio							O	1
Slope	O	O	O	O	O	O	O	7
Azimuth					O		O	2
Peak count							O	1
Crater area					O		O	2
Crater width	O	O		O	O	O	O	6
Crater depth	O		O	O	O		O	5
Crater floor elevation			O					1
Crater depth/crater width ratio							O	1
Crater width/basal width ratio						O	O	2
Crater depth/height ratio							O	1

2012; Plescia, 2004). 여러 연구자들이 사용한 화산형태 지표는 〈표 3-1〉과 같다.

본 연구에서는 적어도 두 번 이상 사용되었던 지표 중에서 화산체의 형태적 특징을 가장 잘 반영할 수 있는 지표들을 선정하였다. 그러나 두 번 이상 인용된 지표 중에서 선정하지 않은 지표들도 있다. 타원도(ellipticity)와 방위각(Azimuth)은 화산체 바닥과 정상부의 장축과 단축을 구해야 하는데, ArcGIS 프로그램으로는 정확한 축을 판단하는 것이 불가능하기에 제외하였다. 따라서 최종적으로 선정된 지표는 〈표 3-2〉에 제시되어 있다.

고도는 화산체의 높이를 DEM에서 직접 구할 수 있다. 바닥의 면적은 화산체의 경계를 기준으로 계산하였으며, 평균너비는 화산체 경계의 최고 너비와 최소 너비의 산술평균으로 정의하였다. 즉 평균너비는 $(\sqrt{A_B/\pi})\times 2$ 로 계산하였다(Favalli *et al.*, 2009; Grosse *et al.*,

〈표 3-2〉 연구에 사용된 화산형태 지표

Elevation(E)	해발고도를 기준으로 한 화산체의 높이
Basal area(A_B)	화산체 바닥의 평면적
Basal width(W_B)	화산체 바닥의 평균 너비
Crater area(A_C)	분화구의 평면적
Crater width(W_C)	분화구의 평균 너비
Crater depth(D_C)	분화구의 깊이
Hight(H)	화산체의 바닥을 기준으로 한 화산체의 높이
Volume(V)	화산체의 부피
Slope(S)	화산체 사면의 평균 경사도
Hight/Basal width ratio (H/W_B)	화산체의 전반적인 가파름의 정도
Crater width/Basal width ratio (W_C/W_B)	분화구의 상대적인 크기

2012). 분화구는 정상에서 함몰된 지역을 분화구로 정의하였으며, 분화구의 평균너비를 구하는 방식은 바닥의 평균너비를 구하는 것과 동일한 방법으로 계산하였다. 분화구의 깊이는 분화구 바닥의 최저점과 정상부의 최고점의 차이로 계산하였다. 화산체의 높이는 화산체의 바닥을 기준으로 했을 때의 최고 높이로 정의하였으며, 경사도는 분화구의 함몰로 인한 영향을 제외하기 위하여 분화구의 면적을 제외한 화산체 사면만의 경사도를 평균하였다(Grosse *et al.*, 2012).

2) 칼데라 형태분석

칼데라의 구조와 발달에 대한 연구는 과거의 화산분출 활동을 이해하는 것뿐만 아니라, 앞으로의 활동을 예측하는 데 있어 결정적인 역할을 한다(Acocella, 2007). 화산폭발 이후에는 마그마방(magma chamber)에 공동이 생기는데, 이를 견디지 못하고 정상부가 함몰하여 형성되는 것이 칼데라이다. 칼데라의 지름은 폭발이 일어났던 분화구의 지름보다 더 큰 것이 일반적이다(Williams, 1941). 칼데라의 형태는 거의 원형에 가까우나 대부분의 경우 타원형을 띠고 있으며, 해당 지역의 지질구조의 영향을 반영하고 있다(Holohan *et al.*, 2005).

칼데라의 붕괴한 형태는 마그마방의 깊이, 크기, 그리고 형태에 영향을 받는다. 일반적으로 얕고 지름이 넓은 마그마방은 일관적인 하나의 붕괴 구조를 띠는 반면, 지름이 좁고 깊은 마그마방은 여러 블록이 중첩되어 있는 형태를 띠게 된다(Roche *et al.*, 2000)

화성의 경우 현장조사와 지질탐사가 불가능하기 때문에 영상을 통해 칼데라의 형태를 파악하는 방법이 주로 사용되고 있다(Crumpler and Aubele, 1978; Head *et al.*, 1998; Mouginis -Mark *et al.*, 2007). 본 연구에서는 MOLA DEM 자료를 통해 칼데라의 개수, 깊이와 너비, 종단면 등을 파악하였으며 더 정교한 지형파악을 위해 THEMIS 자료를 활용하였다.

칼데라의 형태는 각 화산별 칼데라의 바닥과 측면의 붕괴된 사면으로 나누어 분석하였다. 칼데라의 단면과 너비, 깊이 등을 알아내기 위해서 ArcGIS 9.3과 ArcView 3.2 소프트웨어를 사용하였으며, 영상데이터는 위성영상을 처리할 수 있는 전문 소프트웨어인 ENVI 4.3을 활용하였다.

3) 지표 거칠기(surface roughness) 분석

지표 거칠기(surface roughness)란 수평적 스케일에서 지표면의 형태적 상태, 즉 지표면의 울퉁불퉁함을 뜻한다. 화산의 지표 거칠기는 단순히 지표의 울퉁불퉁함을 의미하는 것을 넘어 지표를 형성한 용암의 성질을 유추하는 수단이 되며 지형의 침식과 퇴적에 영향을 미치기 때문에 중요하다(Shepard *et al.*, 2001). 지질학자들은 용암의 거칠기를 비교하는 연구를 진행하였으며, 행성 지질학자들도 달, 금성, 화성 지표의 거칠기를 지구의 그것과 비교하는 연구를 수행하면서 지난 수십 년간 지표 거칠기의 정량적 특성에 대한 중요성이 강조되었다(Gaddis *et al.*, 1990; Campbell and Campbell, 1992; Chase, 1992; Campbell and Shepard, 1996).

지표 거칠기를 정량화하는 데에는 두 가지 접근법이 존재한다(Shepard *et al.*, 2001). 우선 가장 쉬운 방법은 통계처럼 지표가 수치적으로 고르다고 가정하는 것이다. 예를 들면 안정적인 표면으로서 평균값이 0이고, 표준편차와 자기상관성이 상수인 경우를 말한다. 그러나 이는 현실의 지표와는 매우 동떨어지며, 좋은 방법이라고 할 수 없다. 두 번째 접근법은 다양한 지표를 물리적으로 측정하고 형태적 특징에 대한 목록을 작성하는 것이다. 이때는 지표 형태에 대한 가정을 하지 않기 때문에 지형의 수치적 특징을 현실적으로 반영한다는 장점이 존재한다. 그러나 많은 연구자들이 지표가 안정적이라고 암암리에 가정하고 있으며 표준편차나 다른 거칠기 변수에 대해 하나의 방법만을 적용

한다는 한계점이 존재한다.

아직까지는 지표 거칠기 측정에 있어 일반화된 방법이 존재하지 않는다. 주로 현장조사에 근거한 지표 거칠기 측정은 연구자마다 어떤 기기와 방법을 이용하느냐에 따라 수치화 방법이 매우 다양하다(Farr, 1992; Campbell and Garvin, 1993; Anderson *et al.*, 1998; Bulmer and Campbell, 1999; Helfenstein and Shepard, 1999). 따라서 본 연구에서는 실측연구에서 활용되는 방법뿐만 아니라 행성연구에서도 사용될 수 있는 분석법을 활용하여 지표 거칠기 분석을 실시하였다. 지표 거칠기 분석 중에서도 가장 많이 활용하는 방법은 두 가지이다. 하나는 높이의 제곱평균(Root-mean-square, 이하 RMS height)이고, 또 하나는 경사도의 제곱평균(이하 RMS slope)이다(Shepard *et al.*, 2001; Plescia, 2004). 지표의 거칠기란 결국 고도와 경사도의 차이이므로, 이들을 제곱평균 한 값이 클수록 거칠기가 심하다는 것을 의미한다. RMS height를 구하는 식은 다음과 같다.

$$RMS_h=[\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(z(x_i)-\bar{z})^2]^{\frac{1}{2}} \quad \text{(식4)}$$

위의 식에서 n은 샘플 포인트 또는 셀의 개수, $z(x_i)$는 x_i 지점의 높이, 그리고 $\bar{z}$는 모든 샘플 또는 셀 높이의 평균을 의미한다.

두 번째로 RMS slope은 하나의 점과 $\triangle x$만큼 떨어진 점 사이의 높이 차이를 샘플 간격 또는 셀의 크기로 나눠줌으로써 구할 수 있다. 따라서 RMS slope을 구하기 전에 높이의 편차인 RMS deviation을 구해야 하며, 이는 〈식5〉와 같다. 이를 통해 최종적으로 산출할 수 있는 RMS slope의 식은 〈식6〉으로 나타낼 수 있다.

$$v(\triangle x) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}[z(x_i) - z(x_i + \triangle x)]^2{}^{\frac{1}{2}} \quad \text{(식5)}$$

$$RMS_s = \frac{v(\triangle x)}{\triangle x} \quad \text{(식6)}$$

위의 식으로 계산한 RMS slope의 단위는 각도(degree)가 아니므로, 역탄젠트를 활용하여 최종적으로 θRMS를 산출한다. θRMS는 다음과 같다.

$$\theta\text{RMS} = \tan^{-1}(RMS_s) \quad \text{(식7)}$$

본 연구에서 사용한 데이터는 MOLA DEM이며, 하나의 셀을 하나의 샘플로 간주하였다. 샘플의 간격은 셀의 크기인 463m로 계산하였으며[6] 화산체 표면의 거칠기 측정에 칼데라가 미치는 영향을 제외하기 위하여 화산체 중에서도 칼데라 부분은 제외하고 계산하였다.

RMS를 통한 지표 거칠기는 각 화산체 표면의 거칠기를 수치적으로 나타낼 수 있는 장점에도 불구하고, 공간적으로 어떠한 차이가 나타나는지에 대해서는 파악할 수 없다. RMS는 해당 화산체의 면적 전체를 평균하여 보여주는 지표이기 때문에, 거칠기의 공간적 분포를 파악하기 위해서는 Surface Roughness와 유사한 개념인 Terrain Ruggedness

6) 본 연구에서 활용된 지형분석기법들은 DEM의 해상도에 영향을 받게 되어있다. 일반적으로 해상도가 작으면 좁은 면적에서 발생하는 작은 변화들을 관찰하기에는 용이하나, 넓은 면적에서 관찰되는 경향성을 파악하기는 어렵다. 반면 해상도가 크면 좁은 면적에서의 미세한 변화에 대해서는 파악하기 어렵지만 보다 넓은 범위에서 일어나는 변화경향을 이해할 수 있다(Deng *et al.*, 2007; Hengl and Reuter, 2009). MOLA DEM의 해상도는 463m로 거칠기 분석을 통해 용암의 종류를 구분하기는 어렵다. 따라서 거칠기 분석의 결과는 용암의 종류를 구분하기 위해서 활용되는 것이 아니라 화산체의 전반적인 거칠기 정도를 비교하기 위해 활용하였다.

Index(이하 TRI)를 활용하였다.

TRI는 지형적 이질성을 표현하기 위한 방법으로 Riley *et al.*(1999)은 ArcInfo GIS 프로그램을 활용하여 계산할 수 있는 간단한 방법을 고안하였다. TRI는 하나의 셀과 그 셀을 둘러싸고 있는 주변 셀 높이의 평균 차이로 구할 수 있다. 우선 neighborhood statistics를 이용하여 고도의 최소값과 최대값을 구한 후, 최대값에서 최소값을 빼 고도차를 계산한다. 여기에서 계산된 값을 절대값으로 변환한 후, 제곱근을 씌워 TRI index 값으로 나타낸다. Riley *et al.*(1999)은 최종 index 값에 따라 TRI를 일곱 가지로 분류하였다(표 3-3). TRI 분석은 ArcGIS 9.3 소프트웨어를 활용하여 분석하였다.

〈표 3-3〉 TRI 카테고리

0~80 m	Level
81~116 m	Nearly level
117~161 m	Slightly rugged
162~239 m	Intermediately rugged
240~497 m	Moderately rugged
498~958 m	Highly rugged
959~4367 m	Extremely rugged

4) 용암류(lava flow) 분석

용암이 흐른 하도(lava channel)는 화산체에서 흔히 관찰되는 지형이며 엄청난 양의 물질을 수십 킬로미터씩 효과적으로 운반하는 수단으로 작용한다. 이러한 용암류는 화산분출 물질의 양과 종류, 분출강도 등에 영향을 받으며 용암류의 유동성 분석을 통해 분출 당시의 특성을 유추할 수 있다(Walker, 1973; Sparks and Pinkerton, 1978; Keszthelyi and Self, 1998; Zimbelman, 1998; Garry *et al.*, 2007).

유동학(rheology)은 물질의 변형 특성을 연구하는 것으로, 용암류의 유동

학적 거동과 관련된 요소들은 항복강도(Yield strengths), 유출률(Effusion rates), 분출기간, 속도, 점성, 온도, 밀도 등이 있다. 이러한 유동적 특성은 용암류의 형태를 통해 계산이 가능하다. 유동적 특성 파악을 위해 필요한 용암류의 데이터는 〈표 3-4〉와 같다(Peitersen *et al.*, 2001; Baloga *et al.*, 2003; Garry *et al.*, 2007; Hiesinger *et al.*, 2005, 2007).

〈표 3-4〉 유동특성 분석에 필요한 용암류 데이터

데이터	기호	단위
Flow Length	L_F	m
Flow Height	H_F	m
Flow Width	W_F	m
Channel Width	W_C	m
Levee width	W_L	m
Leveed channel width	W_{LF}	m
Slope	θ	degee

Flow length는 용암류 전체의 길이이며 Flow height는 용암류의 높이이다. 높이는 용암류의 두께(Flow Thickness)와 같은 의미로 사용되기도 한다(Baloga *et al.*, 2003). Flow width는 용암류의 너비이며 Channel width는 용암류 안에 형성되어 있는 하도의 너비를 의미한다. 하도 양 옆으로는 하천처럼 제방이 형성되기도 하는데 이것이 Levee width이다. Leveed channel width는 하도와 제방의 너비를 모두 포함한 것이다. Slope은 용암류에서 점과 점(point-to-point) 사이의 경사를 계산한 후, 평균한 값을 사용하였다. Slope을 계산하기 위하여 용암류의 중심을 따라 MOLA DEM의 해상도인 463 m 마다의 경사도를 구였으며 이를 평균하여 사용하였다(Hiesinger *et al.*, 2007).

본 연구에서는 Tharsis Montes 각각의 화산에서 흘러나온 용암류를 추적한 후, 그 중에서도 중간에 하도가 발달한 용암류를 두 개씩 선택하였다. 그러나 용암의 유동 특성상 항상 하도가 발달하는 것은 아니

다. 하도 없이 용암이 돔 형태를 이루며 흘러가기도 하며 용암류의 높이와 너비의 범위 또한 변동이 크다. 따라서 하도나 제방이 형성되지 않는 경우가 종종 발생하였으며, 최종 유동성 분석을 위해서 각 용암류마다 지형 데이터의 평균값을 사용하였다(Peitersen and Crown, 1999; Peitersen *et al.*, 2001; Garry *et al.*, 2007).

용암류의 형태를 파악하기 위해 사용한 데이터는 MOLA DEM으로 각 용암류의 길이별로 10~30개의 단면을 잘라 그 형태를 파악하였다. 용암류의 길이는 최소 73.6 km에서 최대 208.3 km에 이르는데, 50 km가 넘으면 10개의 단면을 잘라 분석하였고 100 km가 넘으면 15개, 150 km가 이상은 20개, 200 km 이상은 25개, 250 km 이상은 30개의 단면을 분석하였다.

다음으로 유동성 분석을 수행하기에 앞서, 화성 용암의 유동과 관련하여 몇 가지 가정해야 할 점들이 있다. 1) 용암류는 Bingham fluid의 성격을 가진다고 가정하였다. 용암의 유동성 분석에 있어, 액체가 흘러갈 때 크게 두 가지 방식으로 흘러간다고 가정한다. 하나는 물과 똑같은 유동성을 지닌다는 Newtonian fluid이고 다른 하나는 플라스틱 점성을 지닌다는 Bingham fluid이다(Parfitt and Wilson, 2008). 용암이 Newtonian fluid의 성격을 지닌다고 가정할 때의 분석이 단순하고 간단하지만, 현실상에서 용암은 점성을 지니고 있고 점성이 용암의 유동에 영향을 미친다는 점에서 Bingham fluid가 현실과 더 가깝다고 할 수 있다(Hiesinger *et al.*, 2005, 2007).

2) 용암류는 층류(laminar flow)의 형태로 흘러간다고 가정하였다. 용암이 흘러갈 때 종종 난류가 발생하기도 하며, 층류나 난류가 발생하는지 알아보는 지표로 Reynolds number를 사용한다(Parfitt and Wilson, 2008). Reynolds number가 2000이하이면 층류라고 할 수 있으며, 화성 용암의 유동특성에 대해 연구한 선행연구에 따르면 층류의 성격을 띤다고 할 수 있다(Baloga *et al.*, 2003; Garry *et al.*, 2007).

3) 화산암석의 밀도는 평균 2,500kg m^{-3}이라고 가정하였다. 화성은

암석의 샘플 부족으로 인해 정확한 암석밀도를 파악하기는 어려우며 연구자마다 값에 차이가 존재한다. Moore *et al.*(1978)은 암석밀도를 2,500~2,900kg m^{-3}으로 가정하였으며, Cattermole(1987)은 2,600kg m^{-3}의 밀도를 사용하였다. Zimbelman(1985)과 Warner and Gregg(2003)는 2,500kg m^{-3}으로 가정하였다. 각 연구자마다 차이가 존재하지만, 지금까지 가장 많이 사용되었던 수치인 2,500kg m^{-3}이 적합하다고 판단하였다.

4) Graetz number는 300으로 가정하였다. Graetz number는 열손실 비율과 관련 있으며 이미 지구의 용암은 Graetz number가 300일 때 그 흐름이 멈춘다고 밝혀졌다(Wilson and Head, 1983). Graetz number 300은 화성의 용암류 분석에서도 일반적으로 사용되는 수치이다(Zimbelman, 1985; Gregg and Fink, 1996; Warner and Gregg, 2003).

마지막으로 5) 열확산율(thermal diffusivity)은 $3\times10^{-7}m^2\ s^{-1}$라고 가정하였다. 열확산율은 Graetz number보다 많이 알려지지 않았고 그 범위가 넓다. Gregg and Fink(1996)는 $7.2\times10^{-4}m^2\ s^{-1}$의 열확산율을 사용하였고, Warner and Gregg(2003)는 $3.0\times10^{-7}m^2\ s^{-1}$의 값을 사용하였다. Gregg and Zimbelman(2000)은 암석의 종류에 따라 $5.0\times10^{-7}m^2\ s^{-1}$에서 $1.4\times10^{-6}m^2\ s^{-1}$의 값을 지닌다고 발표하였다. 본 연구에서는 기존 연구의 중간에 해당하는 $3.0\times10^{-7}m^2\ s^{-1}$의 값을 활용하였다.

각 화산체의 용암류에서 파악한 형태적 특징을 이해한 후 유동학적 거동을 파악할 수 있으며 유동적 특징의 차이점을 통해 당시의 분출양상을 이해할 수 있다. 우선 Binham plastic의 성질을 지니는 용암류의 경우, 용암의 흐름에서 중요하게 작용하는 것이 항복강도(Yield strength)와 점성(viscosity)이다. 항복강도란 외부에서 변형이 가해졌을 때 하천이 그 힘을 견디지 못하고 탄성을 잃는 시점의 힘을 의미하는 것으로, 항복응력(Yield stress)이라고도 한다(Moore and Schaber,

1975; Wilson and Head, 1983). 용암류의 항복강도는 Hulme(1974)에 의해 고안되었으며, 제방의 유무에 따라 네 가지 계산법이 존재한다(Moore *et al.*, 1978).

$$\tau = \rho \ g \ \sin\theta \ H_F \quad (식8)$$

$$\tau = \rho \ g \ H_F^2/W_F \quad (식9)$$

$$\tau = \rho \ g \ \sin^2\theta \ 2W_F \quad (식10)$$

$$\tau = \rho \ g \ \sin^2\theta \ (W_F - W_L) \quad (식11)$$

항복강도 τ(Pa)를 구하기 위한 식에서 ρ는 암석의 밀도이며, g는 중력가속도이다. 분석에 앞서 암석의 밀도는 2,500kg m^{-3}로 가정하였으며, 화성의 중력가속도는 3.7278m s^{-2}로 알려져 있다(Hiesinger, 2005, 2007). 나머지 변수들은 용암류의 형태변수들이다.

다음으로 점성을 계산하기 위해서는 유출률을 먼저 구해야 한다. 유출률의 계산식은 다음과 같다(Wilson and Head, 1983; Zimbelman, 1985).

$$Q = G_z \ \kappa \ L_F \ W_F/H_F \quad (식12)$$

유출률 Q(m^3/s)는 무차원수(dimensionless number)인 Graetz number G_z, 열확산율 κ(m^2 s^{-1})와 용암류의 형태변수들로 계산할 수 있다.

점성 계산에서 가장 많이 사용되는 방법은 Jeffrey's equation이다. Jeffrey's equation은 용암류의 유출률과 범위로 구할 수 있으며, 수식은 아래의 〈식13〉과 같다(Nichols, 1939; Gregg and Fink, 1996; Gregg

and Zimbelman, 2000).

$$\eta = (\rho \ g \ H_F^3 \ W_F \ \sin\theta)/nQ \qquad (식13)$$

위 식에서 점성 η은 Pa-s 단위이며, n은 상수로써 용암류의 범위가 넓으면 3, 좁으면 4를 대입한다(Gregg and Fink, 1996). 그러나 용암류가 넓고 좁음에 대한 기준이 명확치 않다. 따라서 분석에 활용된 모든 용암류 너비의 평균을 기준으로 평균보다 작으면 3, 평균보다 크면 4의 수를 대입해 계산하였다.

Jeffrey's equation은 가장 널리 쓰이는 점성 계산법임에도 불구하고 Newtonian fluid를 가정하고 있다는 한계점이 존재한다. 따라서 점성을 구할 수 있는 대안으로써 Wilson and Head(1983)와 Zimbelman(1985)이 제시하였던 방법도 함께 사용하였다.

$$r = W_L/(W_F - W_L) \qquad (식14)$$

$r < 1$ 일 때, $\eta = (W_L^3 \ \tau \ \sin^2\theta)/(24Q)$ (식15)

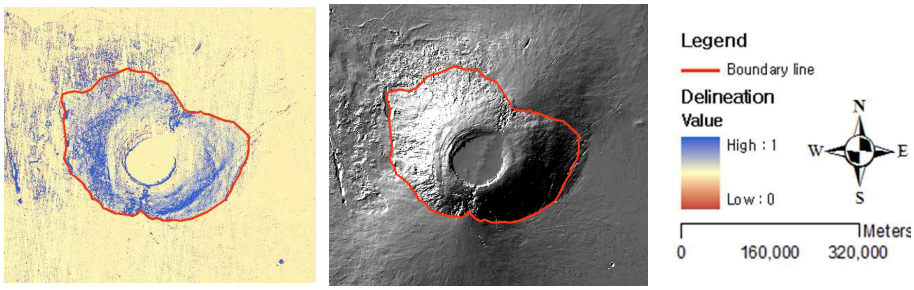
$r \geq 1$ 일 때, $\eta = (W_L^{11/4} \ \tau^{5/4} \ \sin^{6/4}\theta)/(Q \ g^{1/4} \ \rho^{1/4})$ (식16)

Ⅳ. 연구결과 및 해석

1. 화산체 형태분석

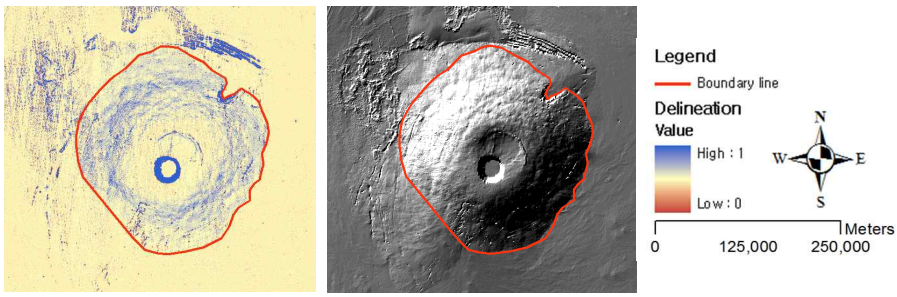
1) 화산체 경계설정

화산체의 경계선은 Grosse *et al.*(2012)의 방법을 따라 경사도와 단면 곡률을 활용하여 delineation layer를 생성한 후, 최소값을 따라 그 경계를 설정하였다. 분석결과 최소값인 0이 나타나는 지점이 거의 없었기 때문에 사면에서 값 차이가 크게 나는 지점을 그 경계로 보았다. 각 화산의 경계는 다음과 같다(그림 4-1 ~ 4-3).



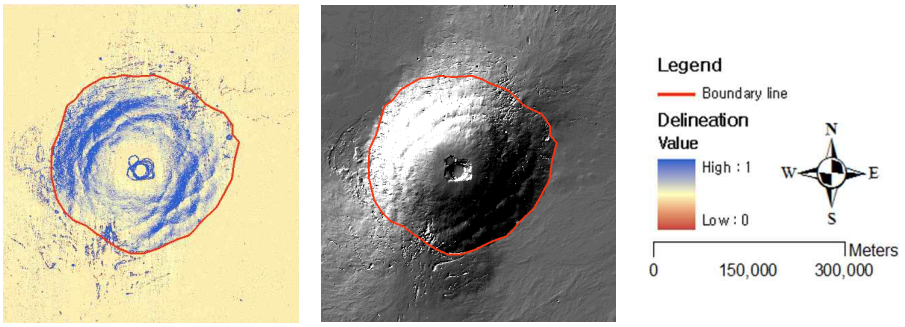
〈그림 4-1〉 Arsia Mons 화산체의 경계

Arsia Mons의 경우 북동-남서 방향으로 발달한 측면 화산체가 크게 자리잡고 있지만, 메인 화산체의 경계에는 포함되지 않았다. 전반적으로 화산체는 동-서 방향으로 길쭉한 형태이다.



〈그림 4-2〉 Pavonis Mons 화산체의 경계

Pavonis Mons은 세 화산 중에서 북동-남서 방향으로 발달해있는 측면 화산체가 가장 작다. 또한 화산의 북동 사면에서 무너진 지점이 존재하는데, 화산체의 경계에서는 제외되었다. 화산체의 형태는 Arsia Mons보다는 타원에 더 가깝지만 전반적으로 마름모꼴을 보이고 있다.



〈그림 4-3〉 Ascraeus Mons 화산체의 경계

마지막으로 가장 북쪽에 위치하고 있는 Ascraeus Mons는 가장 원형에 가까운 형태를 띠고 있다. Arsia Mons처럼 북동-남서 방향으로 측면 화산체가 존재하고 있지만, 이 또한 메인 화산체에는 포함되지 않았다.

2) 화산형태 지표

위에서 설정한 화산체를 바탕으로 화산의 형태와 관련된 지표를 분석하였다. Tharsis Montes의 화산형태 지표분석 결과는 다음의 〈표 4-1〉에 제시되어 있다.

가장 남단에 있는 Arsia Mons의 분석 결과부터 살펴보면 고도는 17.8 km이며 화산체 바닥부터 측정한 화산체 자체의 높이는 9 km이다. 이는 Tharsis Montes가 위치한 Tharsis 지역이 고원지대임을 다시 한 번 확인할 수 있게 해주는 결과이다. 화산체 바닥의 면적과 평균너비는 각각 10.6×10^{7} km^{2}와 367 km로 바닥의 크기는 세 화산체 중에서 중간임을 알 수 있다. 그러나 분화구의 면적이 12.4×10^{6} km^{2}이고

〈표 4-1〉 Tharsis Montes의 화산형태 지표

Parameters	Unit	Arsia Mons	Pavonis Mons	Ascraeus Mons
Elevation(E)	km	17.8	14.1	18.2
Basal area(A_B)	km^2	10.6×10^7	8.3×10^7	10.8×10^7
Basal width(W_B)	km	367	326	371
Crater area(A_C)	km^2	12.4×10^6	5.9×10^6	2.4×10^6
Greater width(W_C)	km	126	87	55
Crater depth(D_C)	km	1.7	4.9	3.9
Volume(V)	km^3	8.0×10^{11}	5.0×10^{11}	9.4×10^{11}
Height(H)	km	9.0	7.7	13.4
Slope(S)	deg	4.98	4.02	5.62
H/W_B		0.02	0.02	0.04
W_C/W_B		0.34	0.27	0.15

평균너비가 126 km로 가장 큰 크기를 보이고 있다. 이는 바닥면적 대비 분화구의 상대적인 크기를 알 수 있는 W_C/W_B의 값이 0.34로 가장 높다는 것에서도 확인할 수 있다. 분화구의 깊이는 1.7 km로 분화구의 너비는 가장 크지만 그 깊이는 얕다는 것을 알 수 있다. 분화구에 관련된 자세한 분석은 칼데라 분석결과에서 자세히 다룰 것이다. 부피와 경사도, 화산체의 상대적 가파름의 정도인 W_C/W_B 값은 각각 8.0×10^{11} km^3, 4.98° , 0.02로 Pavonis Mons와 Ascraeus Mons과 중간임을 확인할 수 있다.

Pavonis Mons는 Arsia Mons와 Ascraeus Mons의 사이에 위치하고 있는 화산으로 시각적으로도 가장 작다는 것을 확인할 수 있다(그림 1-2). Pavonis Mons의 고도와 화산체의 높이는 14.1 km와 7.7 km로 가장 낮은 것을 알 수 있으며, 화산체 바닥의 면적과 평균너비, 부피 또한 8.3×10^7 km^2와 367 km, 5.0×10^{11} km^3로 가장 작다는 것을 확인할 수 있다. 그러나 가장 작은 화산체임에도 불구하고 분화구의 면적과 너비는 5.9×10^6 km^2와 87 km로 Ascraeus Mons보다 크다. 특히

분화구의 깊이는 4.9 km로 세 화산 중에서 가장 깊다는 것을 알 수 있다. 나머지 지표들인 화산체의 경사, 사면 가파름의 정도, 상대적인 분화구의 크기는 각각 4.02° , 0.02, 0.27로 Tharsis Montes 화산의 중간 값을 보이고 있다.

마지막으로 Ascraeus Mons는 가장 북쪽에 위치한 화산으로 Tharsis Montes 중에서 가장 크고 높은 화산이다. 고도는 18.2 km, 화산체 자체의 높이는 13.4 km이며, 화산체 바닥의 면적은 10.8×10^7 km^2, 평균 너비는 371km로 세 화산 중에서 가장 높고 크다는 것을 확인할 수 있다. 반면 분화구의 크기는 가장 작다. 분화구의 면적과 평균너비는 각각 2.4×10^6 km^2와 55 km로, 분화구의 상대적 크기를 확인할 수 있는 지표인 W_C/W_B 또한 0.15이며, 이는 화산의 면적 대비 분화구가 작다는 것을 파악할 수 있다. 분화구의 깊이는 3.9km로 Pavonis Mons 보다는 얕지만 Arsia Mons보다는 깊다는 것은 알 수 있다. 사면 경사도와 상대적인 가파름의 정도는 5.62° 와 0.04로 세 화산 중에서 가장 가파른 특징을 보이고 있다.

3) 화산체의 형태와 형성 가설

Tharsis Montes 세 화산의 유형은 경사가 4 ~ 6° 이내로 모두 순상화산인 것으로 확인되었다. 이러한 순상화산은 주로 하와이식 분화에 의해 형성되며 비교적 폭발이 적게 일어난다(Bloom, 1998). 화산체의 형태 중에서 특징적인 점은 가장 북쪽에 위치하고 있는 Ascraeus Mons가 부피, 면적, 경사, 고도 등의 수치가 가장 높다는 점이다. 그 다음으로 Arsia Mons와 Pavonis Mons의 순서로 갈수록 화산체의 규모와 사면경사가 감소하는 것으로 나타났다. 이러한 화산체의 형태에 영향을 미치는 것에는 수많은 요인이 존재하지만 그 중에서도 용암의 점성은 화산의 경사에 직접적인 영향을 미치는 요인이라고 할 수 있다(Posin and Greeley, 1989). 따라서 화산체의 형태분석 결과, Ascraeus

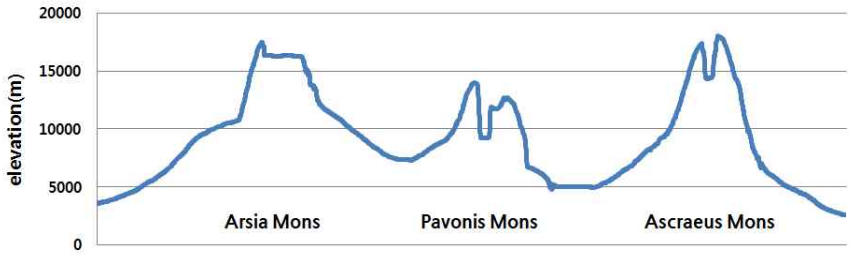
Mons의 점성이 가장 높고, 그 다음으로 점성이 높은 화산은 Arsia Mons이며 Pavonis Mons의 점성이 가장 낮다고 해석할 수 있다.

그러나 점성이 낮더라도 지속적인 분출이 이루어진다면 충분히 규모가 크고 분출한 마그마가 겹겹이 쌓여 경사가 가파른 사면을 형성할 수 있다(권혁재, 2007). 만약 지속적인 분출로 화산체의 규모가 성장했다면 Ascraeus Mons에서 가장 많은 분출이 발생했고 Arsia Mons가 그 다음이며, Pavonis Mons는 분출이 가장 적게 발생했다고 해석할 수 있다.

반면 화산체의 크기 대비 분화구의 크기는 Ascraeus Mons가 가장 작으며, Arsia Mons가 가장 크게 나타났다. 이러한 분화구의 크기를 통해 과거의 사건을 유추할 수 있는데 우선 분화구의 크기가 크다는 것은 그만큼 많은 물질의 양이 분출하였고 그 규모 또한 크다는 것을 의미한다(Parfitt and Wilson, 2008). 따라서 북쪽에 위치한 Ascraeus Mons에서 남쪽으로 갈수록 좀 더 큰 규모의 분출 사건이 발생하였다고 추정할 수 있다. 또한 분화구의 형태는 마그마방의 깊이, 형태와 크기에 대해서도 짐작할 수 있게 하며 이는 칼데라 형태분석에서 자세히 다루도록 하겠다.

2. 칼데라 형태분석

Tharsis Montes의 칼데라는 각각의 특징이 매우 다르게 나타난다. 〈그림 4-4〉는 북동-남서 방향으로 늘어선 Tharsis Montes와 평행하게 자른 종단면으로 각 화산 단면의 특징을 잘 보여준다.



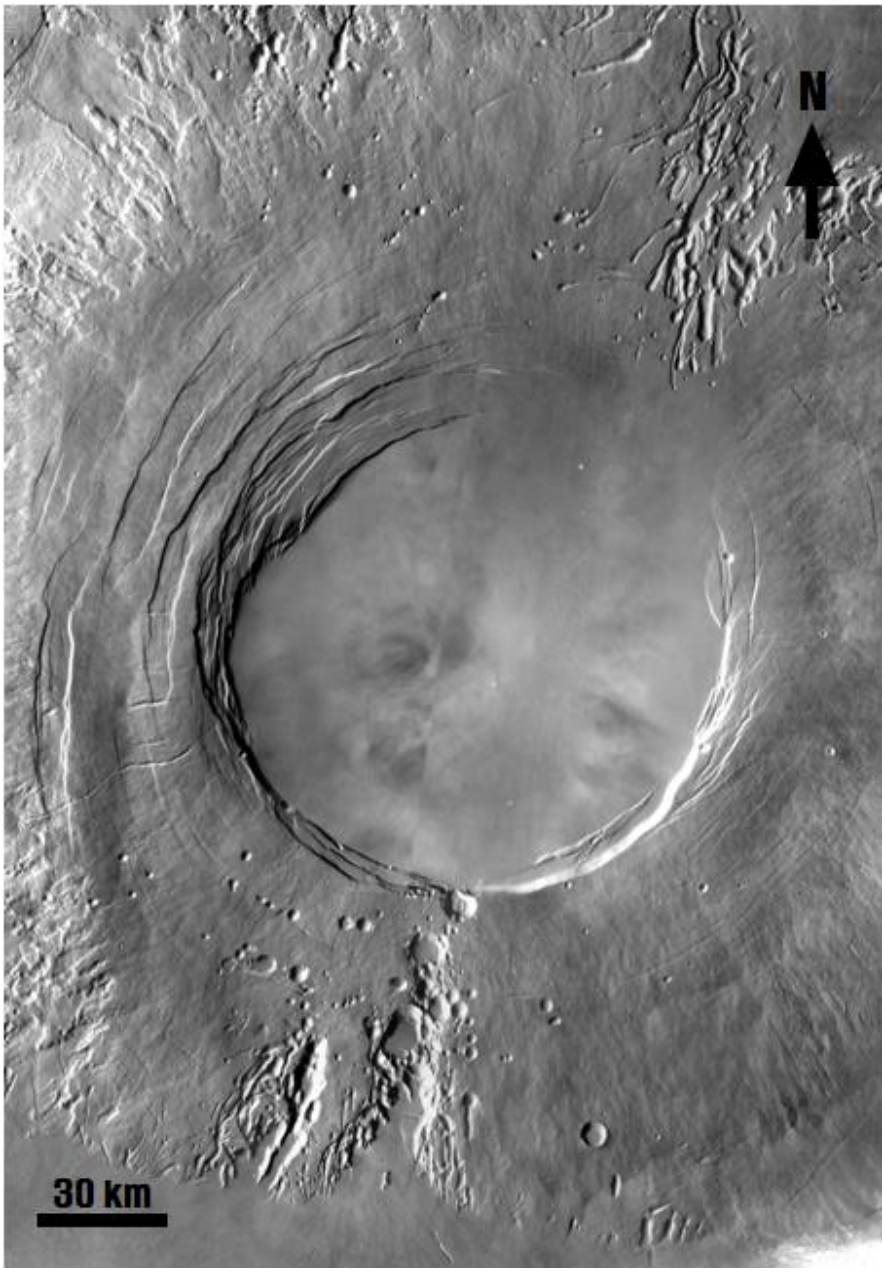
〈그림 4-4〉 Tharsis Montes의 종단면

화산형태 지형분석에서도 설명했듯이 칼데라의 형태와 크기는 매우 다른 특징을 지니고 있다. 우선 Arsia Mons는 칼데라 깊이가 1.7 km로 칼데라 면적이 12.4×10^6 km^3인 것에 비해 매우 얕다는 것이 특징이다. Pavonis Mons은 화산체의 높이에 비해 칼데라가 매우 깊은 것이 특징이다. 화산체의 높이 7.7 km 중에서 칼데라의 깊이가 4.9 km로 화산체 높이의 절반 이상이 함몰되었다. 또한 단일 칼데라가 아니라 두 개의 칼데라가 존재한다. 가장 깊은 칼데라의 바닥 높이가 9.2 km인데 반해, 얕고 넓은 칼데라 바닥은 11.5 km로 두 칼데라의 높이가 약 2.3 km 차이난다. Ascraeus Mons는 칼데라의 깊이가 3.9 km로 세 화산 중에서는 중간 정도의 깊이이지만 여러 개의 크고 작은 칼데라가 중첩되어 있다는 점이 특징적이다. 각 칼데라의 지형적 특징은 칼데라의 바닥과 측면의 붕괴형태로 나누어 살펴보았다.

1) Arsia Mons

① 칼데라 바닥

Arsia Mons의 칼데라는 바닥이 평평하고 큰 기복이 없는 것이 가장 큰 특징이다. Arsia Mons는 〈그림 4-5〉에서 확인할 수 있듯이 너비가 넓고 깊이가 얕은 단일 칼데라로 구성되어 있다.

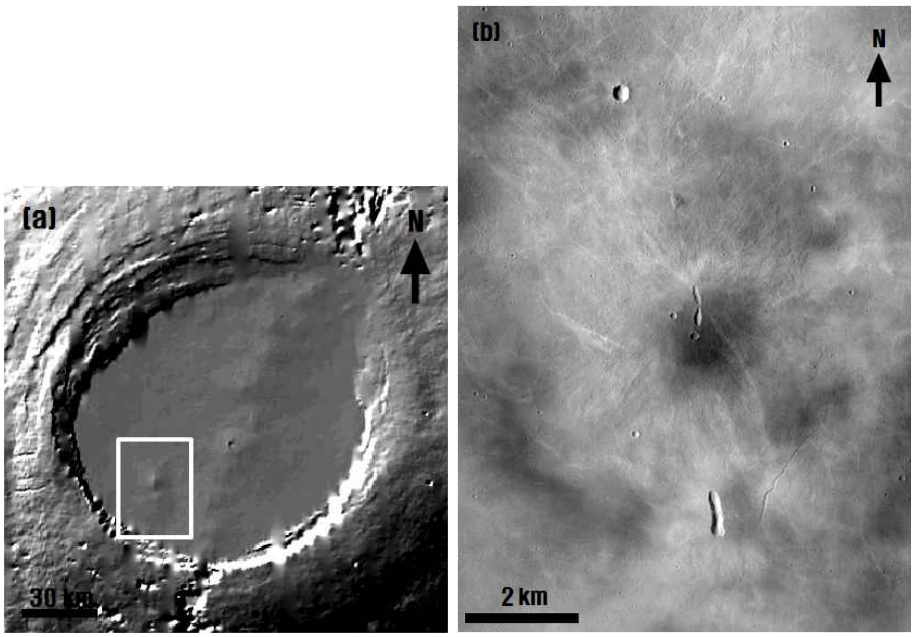


출처: THEMIS image gallery(http://themis.asu.edu/)

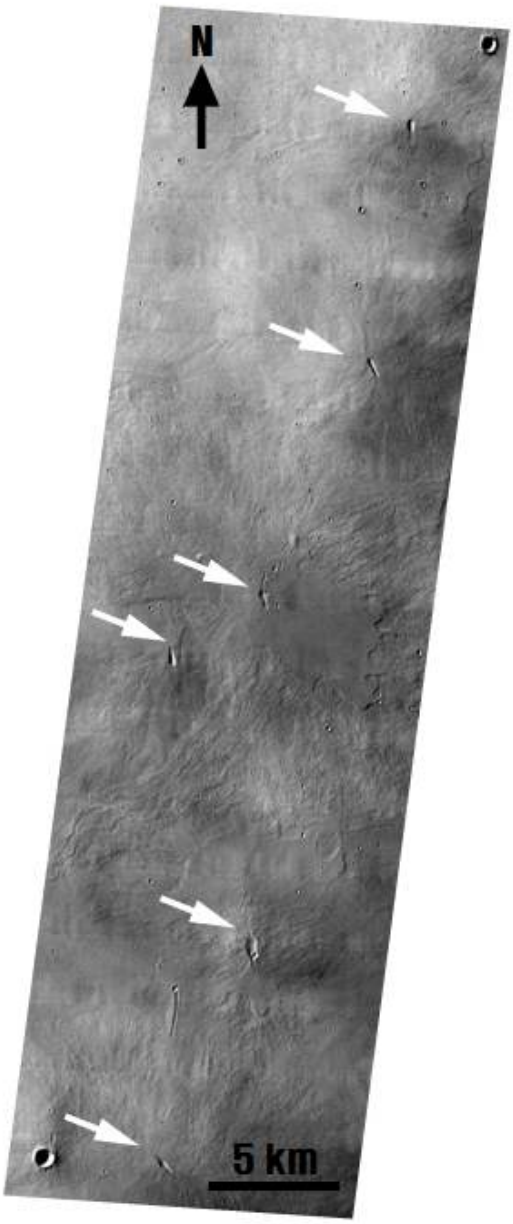
〈그림 4-5〉 Arsia Mons 칼데라의 THEMIS 조합영상

〈그림 4-5〉의 영상으로는 매우 평탄한 칼데라 바닥을 확인할 수 있으나, MOLA DEM의 음영기복도를 활용하면 칼데라 내에도 차이가 존재하는 것을 파악할 수 있다. 〈그림 4-6a〉는 MOLA DEM의 음영기복도로 칼데라의 중앙에 북북동-남남서 방향을 따라 얕은 언덕들이 줄지어 있는 것을 확인할 수 있다. 마치 척추처럼 보이기도 하는 얕은 언덕들은 하나하나가 작은 분화구들이다. Carr *et al.*(1977)은 THEMIS 영상을 통해 Arsia Mons 칼데라 내에 위치한 언덕들이 작은 순상화산들인 것을 밝혔다.

〈그림 4-6b〉는 콘 형태의 순상화산에 대한 THEMIS 영상으로 위아래로 길쭉한 형태의 분화구가 있는 것을 확인할 수 있다. 또 다른 THEMIS 영상을 통해 작은 순상화산들이 줄지어 위치하고 있고 중앙에 길쭉한 분화구가 존재하고 있는 것을 확인할 수 있다(그림 4-7).



〈그림 4-6〉 Arsis Mons 칼데라 바닥. (a) Arsia Mons 칼데라의 MOLA 영상과 (b) 하얀색 박스 부분에 대한 THEMIS 영상. THEMIS frame number V01453002.



〈그림 4-7〉 Arsia Mons 칼데라 바닥의 작은 순상화산체
THEMIS frame number V04399002. 하얀색 화살표들이 각각의
순상화산체의 분화구를 가리킴.

② 칼데라 벽

Arsia Mons의 칼데라 벽은 북동쪽을 제외하고는 쉽게 그 형태를 구별할 수 있다(그림 4-5). 북서쪽 칼데라 벽에서는 칼데라의 붕괴 흔적과 칼데라 바닥에서 흘러나온 용암으로 다시 메워진 흔적들도 확인된다. 특히 붕괴한 칼데라 벽에서 보이듯이 여러 번에 걸쳐 무너진 것으로 추정된다. 그러나 북동쪽 칼데라는 뚜렷한 구분이 어려우며 칼데라 바닥의 용암이 화산체의 북동 사면을 넘쳐 흘러간 것으로 사료된다.

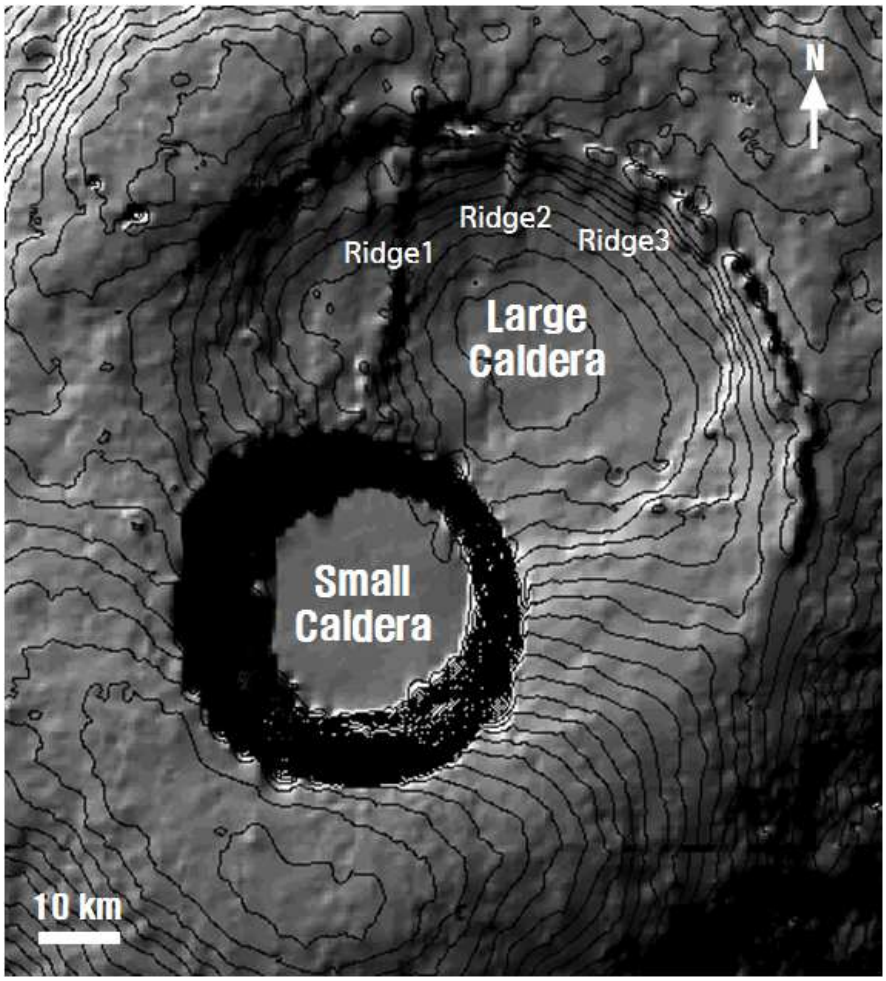
2) Pavonis Mons

① 칼데라 바닥

Pavonis Mons에는 깊이가 매우 깊고 원형의 작은 칼데라와 깊이가 얕고 너비가 넓은 큰 칼데라가 존재한다(그림 4-8). 작은 칼데라 바닥의 특징은 매우 평평하고 지형의 기복이 거의 없다는 점이다. 이러한 매끄러운 바닥은 나이가 어리거나 먼지에 의해 표면이 덮여있다고 해석되기도 한다(Crumpler *et al.*, 1996).

반면 작은 칼데라의 북쪽에 위치한 크고 얕은 칼데라는 작은 칼데라보다 더 복잡한 형태를 띠고 있다. 또한 칼데라의 바닥과 벽을 구분하기 어려울 정도로 완만하게 가라앉은 모습을 보이고 있다. 큰 칼데라의 경우 서쪽, 북쪽, 그리고 북동쪽에서 주름진 능선들(wrinkled ridges)이 발견된다. 이들은 칼데라 안쪽을 향해 무너져 있는 모습을 보이지만 바깥을 향하고 있는 능선들도 존재한다. 반면 큰 칼데라의 남쪽에는 이러한 능선형태의 지형이 발견되지 않는데, Crumpler *et al.*(1996)은 대규모의 용암류 붕괴에 의해 매장되었기 때문이라고 추정하였다.

큰 칼데라에서 발견되는 능선들은 칼데라의 서쪽 가장자리와 평행하거나 작은 칼데라를 기준으로 방사상으로 뻗어있는 형태를 보이기도 한다. 그 중에서 가장 긴 능선인 Ridge 1은 큰 칼데라 바닥을 가로 질

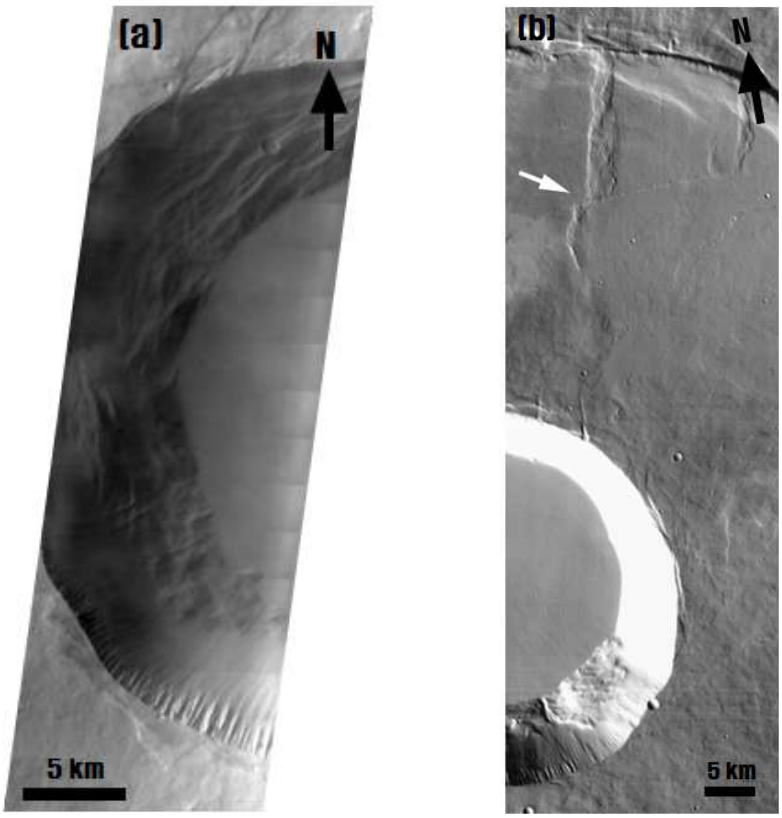


〈그림 4-8〉 Pavonis Mons 칼데라 바닥
MOLA DEM의 음영기복도를 활용하였으며,
등고선은 100m 간격임.

러 뻗어있다. 여러 개의 능선들은 또 다른 단층에 의해 잘린 흔적과 용암류에 묻혔을 가능성으로 보아 큰 칼데라의 형성 이전에 생겨났을 것이라 추정된다(Zimbelman and Edgett, 1992). 또한 이러한 능선들이 작은 칼데라에 의해 끝이 잘려있는 형태를 보이는 점에서 작은 칼데라가 더 나중에 형성되었음을 짐작할 수 있다.

② 칼데라 벽

작은 칼데라 벽은 서쪽과 동쪽이 서로 다른 모습을 보이고 있다. 서쪽 벽은 여러 차례의 붕괴에 의해 무너진 흔적이 보이는 반면, 동쪽 벽은 한 번에 무너진 형태이다(그림 4-9). Crumpler *et al.*(1996)은 무너진 서쪽 벽을 테라스(terrace)라고 주장하였으나, Mouginis-Mark *et al.*(2007)은 단구의 표면이 수평적이지 않다는 것을 발견하였다. 이러한 무너진 형태는 칼데라 형성 이후 발생한 매스 웨이스팅(mass wasting)에 의한 결과라고 해석하기도 한다.

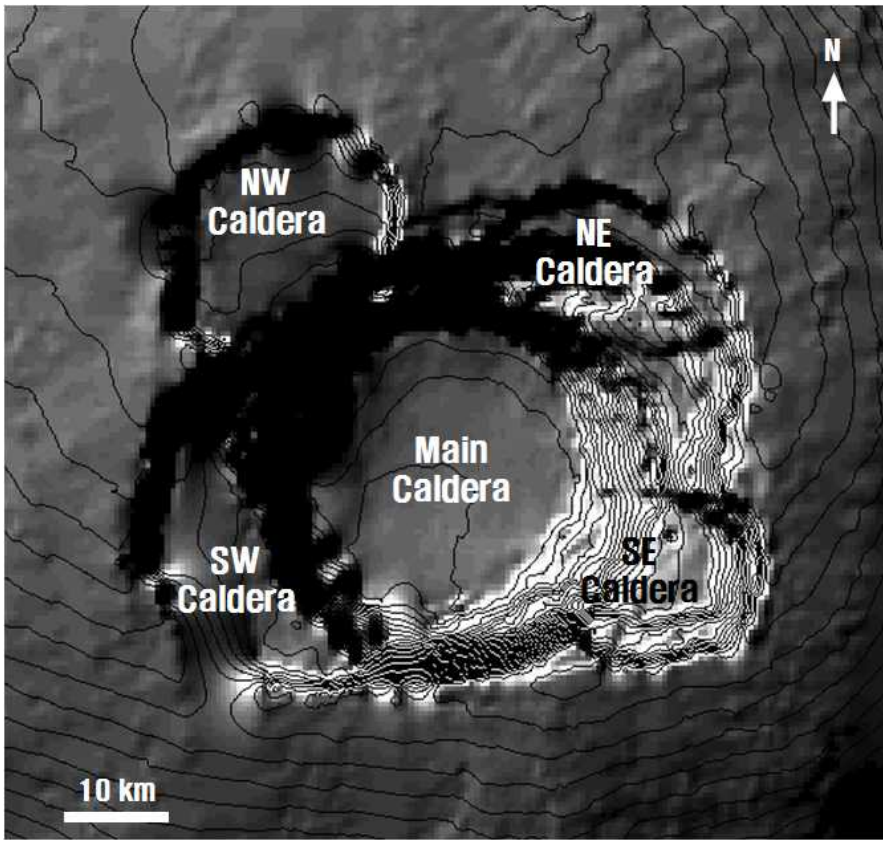


〈그림 4-9〉 (a) Pavonis Mons 작은 칼데라의 서쪽 벽면. THEMIS frame number V12074014 (b) 절단된 능선2(Wrinkle ridge2)의 영상. THEMIS frame number I17278012.

3) Ascraeus Mons

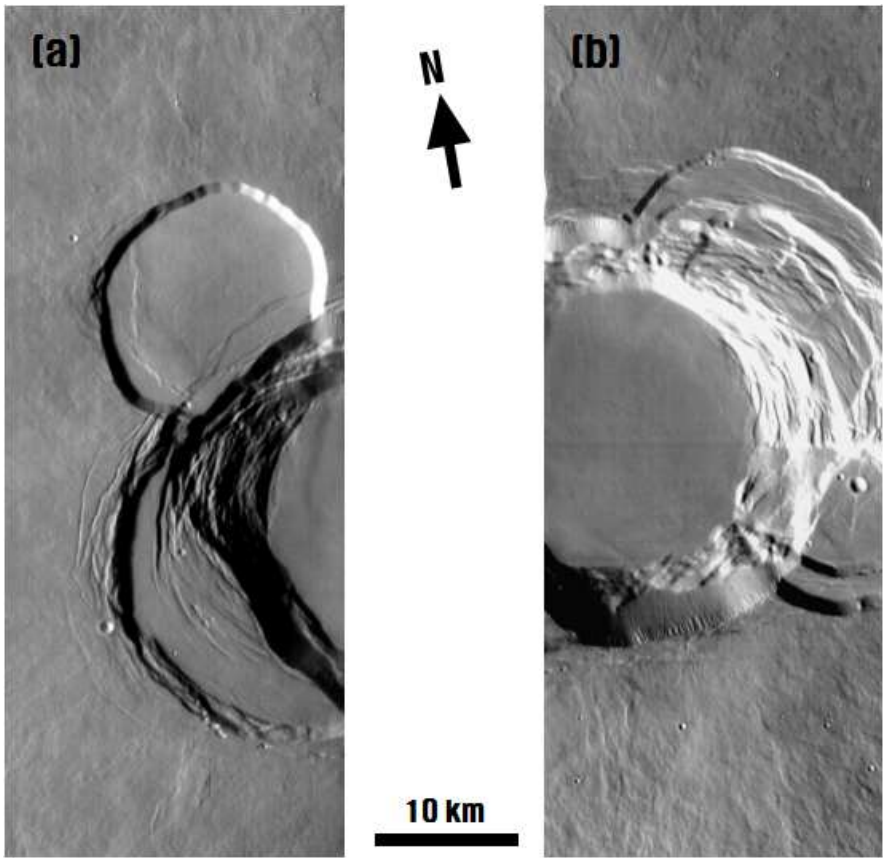
① 칼데라 바닥

Ascraeus Mons의 칼데라는 매우 복잡한 형태를 보이며 최소 5개에서 많게는 8개의 칼데라가 존재한다(Mouginis-Mark, 1981, 2007; Zimbelman, 1984). 그 중에서도 중앙에 있는 칼데라의 바닥이 가장 완벽한 모습을 보이며 이것이 가장 최근에 형성되었다고 추정된다(Crumpler *et al.*, 1996). 본 연구에서는 중앙 칼데라를 중심으로 북동, 북서, 남동, 남서 방향에 위치한 주변 칼데라 네 개를 포함해 총 다섯 개의 칼데라가 존재한다고 해석하였다(그림 4-10). 무엇보다 중앙 칼데



〈그림 4-10〉 Ascraeus Mons의 칼데라
MOLA DEM의 음영기복도. 등고선은 100m 간격임.

라를 제외하고는 칼데라의 바닥이 매끄럽지 않고 지속적으로 무너진 흔적들이 발견된다. 칼데라의 형성 순서는 가장 얕은 것이 제일 오래되었고 점점 깊어질수록 어리다고 해석되었으나(북서, 북동, 남서, 남동 순서대로, Mouginis-Mark, 2007), 최근 고해상도를 이용한 연대추정 결과 남동, 남서, 북서, 북동 순서로 갈수록 연대가 어린 것으로 밝혀졌다(Neukum *et al.*, 2004). 그러나 중앙 칼데라가 가장 최근에 형성되었고 주변 칼데라의 끝을 절단했다는 사실은 동일하다. 중앙 칼데라의 바닥은 비교적 평평하고 큰 기복이 없는 것이 특징이다.



〈그림 4-11〉 (a) Ascraeus Mons의 덜 무너진 북서 칼데라와 (b) 상대적으로 많이 무너진 북동 칼데라. THEMIS frame number I10389010, I09453021

② 칼데라 벽

Ascraeus Mons의 칼데라 벽은 중앙 칼데라가 가장 가파르고 지속적으로 무너진 형태를 띠고 있다. 특히 중앙 칼데라는 주변 칼데라를 자르고 붕괴한 형태를 띠고 있으며 북서쪽 칼데라가 가장 적은 영향을 받았다. 이와 유사하게 남동쪽 칼데라도 덜 무너졌는데, 이들은 피트 크레이터(pit crater)의 약 절반만 잘려나갔고 상대적으로 남은 부분을 지탱할 수 있는 힘이 남아있었기 때문에 전부 무너지지 않은 것으로 보인다(Mouginis-Mark, 2007).

반면 북동과 남서쪽 칼데라는 절반 이상이 중앙 칼데라에 의해 무너져 내렸는데, 이는 남아있던 부분을 지탱하지 못하고 중앙 칼데라 방향으로 무너져 내린 것으로 추정된다(그림 4-11).

4) 칼데라의 형태와 형성 가설

칼데라의 형태가 마그마방의 형태를 반영한다는 기존의 연구에 따르면, Arsia Mons는 넓고 얕은 단일 칼데라를 지녔기 때문에 마그마방이 얕고 크며 Pavonis Mons와 Ascraeus Mons는 그보다 더 깊고 작은 마그마방을 지녔을 것이라고 짐작할 수 있다(Roche *et al.*, 2000). 이는 세 화산이 마그마방을 공유하지 않을 때 성립하는 가설이다. 그러나 Tharsis Montes의 마그마방에 대해 고려할 때 주의해야 할 사항이 있다. 세 화산의 구조선 방향이 유사하고 북동-남서 방향의 지질구조선을 따라 분출하였을 가능성이 크다는 점이다(Wise *et al.*, 1979). 또한 세 화산이 마그마방을 공유하고 있고, 이것이 Arsia Mons에서 점차 Pavonis Mons와 Ascraeus Mons로 이동했을 것이라는 가설도 존재한다(Bleacher *et al.*, 2007). 따라서 마그마방을 공유하지 않았을 때와 더불어 마그마방을 공유하고 있을 때의 상황에서 발생할 수 있었던 사건들도 유추해보고자 한다.

Tharsis Montes가 마그마방을 공유한다면 각 화산체의 칼데라 형태

는 마그마방의 형태를 보여주기 보다는 분출양상과 더 관련이 높다고 할 수 있다. Arsia Mons의 칼데라가 더 크다는 것은 그만큼 더 폭발적이고 대규모의 분출이 있었다고 생각할 수 있다. 이는 Arsia Mons의 주변에서 거대한 화산폭발로 인한 화산재 퇴적물을 찾을 수 있기 때문이다(Mouginis-Mark, 2003). 퇴적물이 형성됐을 당시의 기후가 매우 건조하고 유수에 의한 작용이 극히 제한되었기 때문에 거대한 화산폭발 외에는 퇴적물의 기원에 대해 달리 설명할 방법이 없다. Arsia Mons 칼데라의 깊이가 얕은 이유로는 칼데라가 붕괴한 이후에 다시 용암이 차올라 그 깊이를 메운 것으로 보인다. 매끄러운 칼데라 바닥과 그 위에 일렬로 늘어선 작은 순상화산 분화구들은 재피복(resurfacing) 활동이 존재했다는 것을 말해준다. 결국 Arsia Mons 칼데라도 한 때는 더 깊었다가, 지속적인 화산활동으로 인해 다시 채워진 것으로 추정된다. Arsia Mons 칼데라 바닥의 작은 순상화산들의 배열 또한 Tharsis Montes의 배열과 유사하다는 점에서 같은 지질구조선을 따라 분출이 일어났을 것으로 생각된다.

반면 Pavonis Mons와 Ascraeus Mons 칼데라의 경우, Arsia Mons의 칼데라와 비교했을 때 그 너비가 매우 작다. 이는 대규모의 폭발이 있었다기보다 주로 일출식 분화에 의해 형성되었기 때문으로 해석된다. 또한 칼데라의 깊이가 상대적으로 깊은 것은 화산활동 이후에 아직 마그마가 칼데라의 깊이를 메울 수 있을 만큼 차오르지 못한 것으로 추정된다.

3. 지표 거칠기 분석

1) RMS 분석

Tharsis Montes의 RMS(Root-mean-square) height와 RMS slope 분석결과는 다음과 같다(표 4-2).

〈표 4-2〉 Tharsis Montes의 RMS 분석결과

RMS	Unit	Arsia Mons	Pavonis Mons	Ascraeus Mons
Height	m	3108.73	2514.33	4294.69
Slope	degree	4.97	3.75	5.39

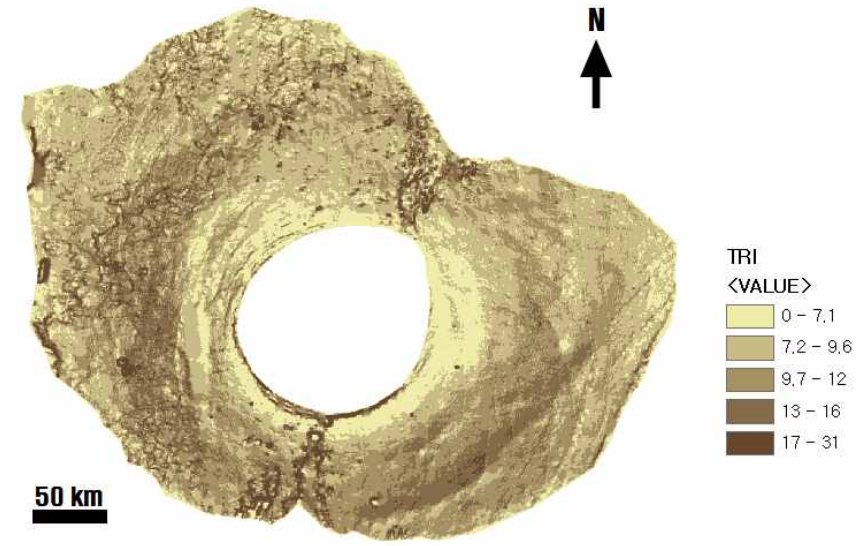
RMS 결과는 값이 높을수록 지표면이 울퉁불퉁하다는 것을 의미하는 것으로 Arsia Mons의 경우 RMS height가 3108.73 m, RMS slope은 4.97° 의 값을 지닌다. Pavonis Mons의 경우 Arsia Mons보다 낮은 값인 2514.33 m와 3.75° 이며, Ascraeus Mons는 세 화산 중에서 가장 높은 4294.69 m와 5.39° 를 보이고 있다. 결과적으로 Ascraeus Mons 화산의 지표가 가장 거칠다는 것을 알 수 있다.

이는 앞서 분석한 화산형태 지표분석의 결과와 일치한다. 즉 화산형태 중에서도 사면 경사도의 순서와 지표 거칠기의 순서가 동일하다는 것이다. 결국 세 화산 중에서 가장 완만하고 매끈한 사면을 지닌 화산은 Pavonis Mons이며 그 다음이 Arsia Mons이다. Ascraeus Mons는 가장 높고 가파른 화산체이며 지표도 가장 거친 화산체라는 결과를 얻을 수 있었다.

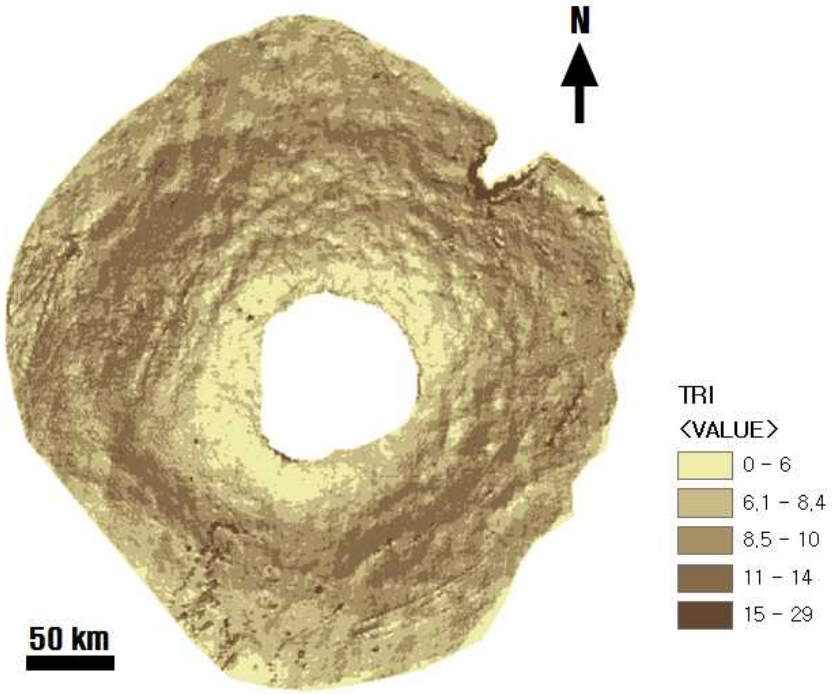
2) TRI 분석

TRI(Terrain Ruggedness Index)는 지표 거칠기의 공간적 분포를 파악하기 위해 실시한 방법으로, 각 화산의 사면에서도 어느 지역이 더 가파르고 완만한지 파악하고자 하였다. 각 화산체에 대한 TRI 결과는 〈그림 4-12 ~ 4-14〉와 같다.

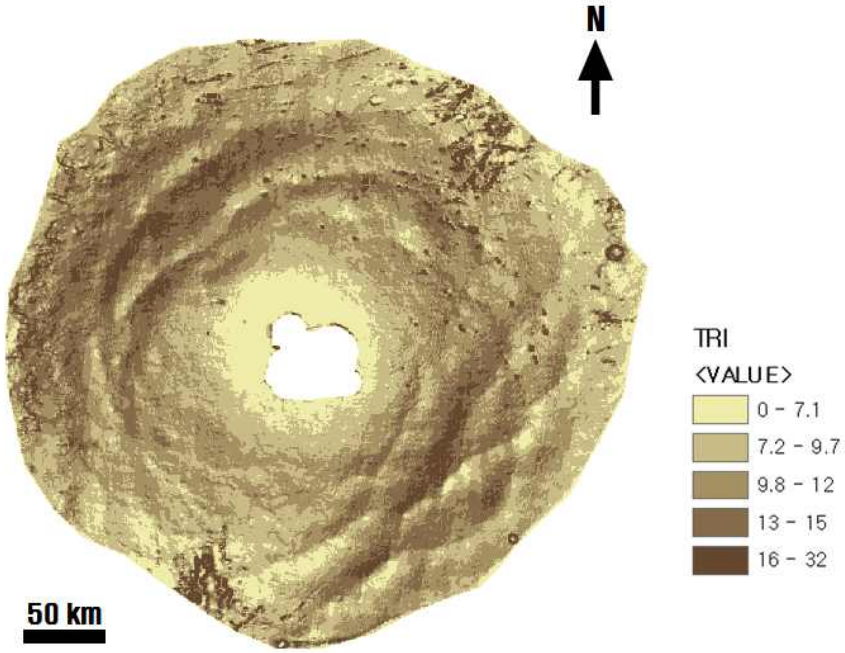
우선 Arsia Mons의 TRI는 최소 0 m에서부터 최대 30.75 m의 값을 보이며 평균은 9.85 m, 표준편차는 2.91 m이다. 이는 Riley *et al.*(1999)이 제시했던 TRI 카테고리 중에서 가장 평평한 수준인 level



〈그림 4-12〉 Arsia Mons의 TRI 결과



〈그림 4-13〉 Pavonis Mons의 TRI 결과



〈그림 4-14〉 Ascraeus Mons의 TRI 결과

단계(0~80 m)로, 전반적으로는 거칠기가 심하지 않다는 것을 알 수 있다.

그러나 공간적 분포를 살펴보면 Arsia Mons의 서쪽 사면보다 동쪽 사면이 더 매끄러운 것을 알 수 있다. 또한 칼데라의 북동-남서 방향으로 마치 계곡과 같이 깊이 파인 부분이 나타나는 것을 알 수 있으며, 이는 동일한 방향으로 측면 화산체가 성장하는 지점과 일치한다. 반면 칼데라 둘레는 TRI가 가장 낮은 값들을 보이며 상대적으로 매우 매끄럽다는 것을 알 수 있다.

다음으로 〈그림 4-13〉은 Pavonis Mons의 TRI 분석결과를 보여주고 있다. Pavonis Mons의 TRI는 최소 0 m ~ 최대 28.74 m의 범위를 보이고 있다. TRI의 평균과 표준편차는 각각 8.86 m와 2.32 m이다. 이러한 수치 또한 level 수준으로 매우 평평하지만 Arsia Mons보다 조금 더 매끄럽다는 사실을 확인할 수 있다.

Pavonis Mons의 거칠기는 공간적으로 큰 차이가 나지 않는 것이 특징이다. 그러나 중앙 칼데라 주변부에서 평평한 정상부가 발견되는 것은 Arsia Mons와 동일하다. 화산체의 정상과 바닥의 중간 지역에서는 거칠기가 다소 높은 지역이 띠를 형성하고 있는 것을 발견할 수 있다. Pavonis Mons의 TRI가 가장 높은 지역은 매스무브먼트(mass movement)가 있었을 것이라 추정되는 북동쪽 끝 지점이다.

마지막으로 Ascraeus Mons의 분석결과는 다음과 같다(그림 4-14). Ascraeus Mons의 TRI는 세 화산 중에서 평균 거칠기가 가장 높게 나타났다. TRI의 범위는 최소 0 m ~ 최대 31.67 m이며 평균 거칠기는 10.47 m, 표준편차는 2.99 m의 값을 보이고 있다. 세 화산 모두 Riley *et al.*(1999)의 카테고리에 의하면 매우 평평한 축에 속하지만, Tharsis Montes 중에서는 Ascraeus Mons가 가장 거칠다는 RMS 분석의 결과와도 일치한다.

Ascraeus Mons는 세 화산 중에서 TRI 값이 가장 높음에도 불구하고 칼데라를 둘러싼 정상부에서 매끄러운 사면이 가장 뚜렷하게 나타나고 있다. 상대적으로 거친 사면은 북서쪽과 남동쪽으로 화산체의 중간 지점에서 높은 값이 나타나고 있다. 또한 북서쪽 사면은 화산체의 바닥 지점에서도 다소 울퉁불퉁한 지표가 존재한다. 북동쪽과 남서쪽 사면의 바닥에서도 거친 지점이 발견되는데 이는 Arsia Mons와 유사하게 측면 화산체로 연결되는 지역이다.

3) 화산 표면의 거칠기와 형성 가설

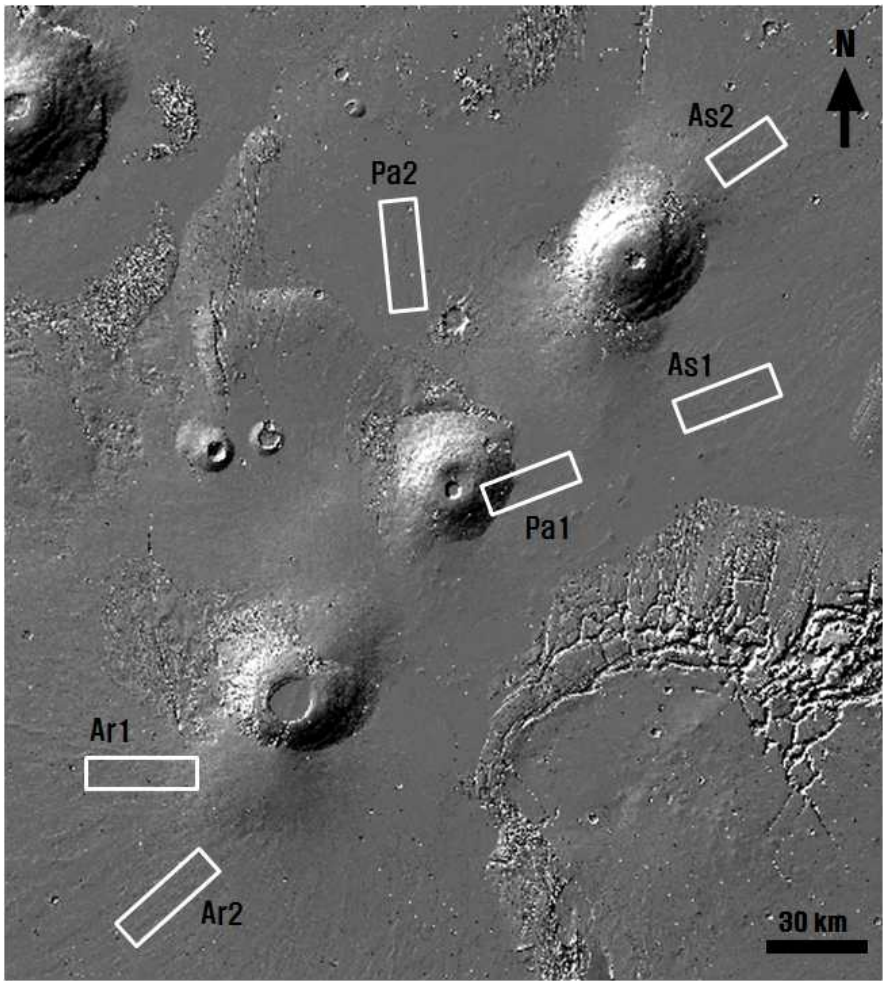
화산체 표면 거칠기는 세 화산 모두 낮은 수치를 보이지만 조금씩 차이가 나타난다. 세 화산 중에서는 Pavonis Mons가 가장 매끄럽고 Ascraeus Mons가 가장 거칠게 나타났다. 화산의 표면은 두 용암의 종류에 따라 그 거칠기가 매우 다르게 나타나는데, 파호이호이 용암은 부드럽고 매끄러운 표면을 형성하는 반면 아아 용암은 매우 거칠고 날카

로운 표면을 형성한다(Parfitt and Wilson, 2008). 그러나 거친 표면을 형성하는 블록들의 크기가 몇 센티미터에서 수십 센티미터의 크기라는 점을 감안하면 본 연구결과의 거칠기를 용암의 종류를 비교하는 수단으로 활용하기에 부적절하다. 현존하는 데이터 중에서 고도값을 지닌 HRSC영상이 존재하나, 이 영상의 해상도 또한 100 m 내외이며 Arsia Mons과 Ascraeus Mons의 일부만을 커버하고 있다. 따라서 본 연구의 지표 거칠기 분석결과는 용암의 종류를 구별하기보다는 화산체의 전반적인 거칠기를 파악하는 데 활용하였다.

앞서 화산의 형태, 특히 경사도는 분출물질의 점성이 가장 큰 영향을 미친다는 연구 결과가 있었음을 밝혔다. 지표 거칠기도 이와 유사하다. 분출물질의 점성이 낮다면 기복이 있는 지표를 평평하게 메워 완만한 사면을 형성하겠지만 점성이 높아질수록 돔 형태를 띠게 된다(Parfitt and Wilson, 2008). 현재까지 Tharsis Montes는 모두 순상화산으로 분류하고 있다(Plescia and Saunders, 1979; Werner, 2005). 그러나 Ascraeus Mons가 다른 두 화산체보다 사면 경사도뿐만 아니라 표면도 거친 것으로 보아 분출된 물질의 점성이 좀 더 높았을 것으로 추정된다. 또는 지속적인 화산활동에 의해 용암이 거듭 피복되면서 거칠고 가파른 사면을 형성했을 가능성도 있다. 만약 지속적인 화산활동으로 인해 거친 사면이 형성되었다면 Ascraeus Mons와 Arsia Mons의 재피복 활동이 Pavonis Mons의 활동보다 더 활발했던 것으로 추정된다.

4. 용암류 분석

용암류는 세 화산에서 흘러나온 용암류 중 흐름이 잘 형성되고 중간에 하도가 존재하는 용암류를 대상으로 화산체마다 두 개씩 선정하여 분석하였다(그림 4-15). Arsia Mons의 용암류는 둘 다 남서쪽에 위치해 있으며 남서 방향에 있는 측면 화산체에서 흘러나온 용암으로 추정된다. Pavonis Mons의 경우 첫 번째 용암류는 화산체의 바로 동쪽에

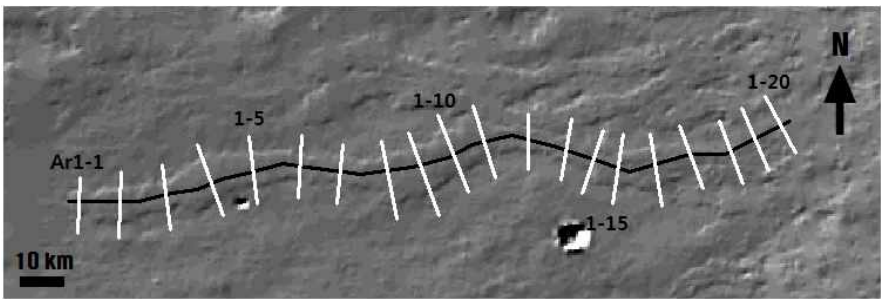


〈그림 4-15〉 Tharsis Montes의 용암류 위치

위치하고 있으며, 두 번째는 북쪽에 위치하고 있다. 특히 Pavonis Mons는 Tharsis Montes의 중간에 위치하고 있어 양쪽 화산체의 영향으로 북동-남서 방향으로는 용암류가 잘 발달하지 않아, 다른 두 화산체의 영향이 없는 용암류로 선정하였다. 마지막으로 Ascraeus Mons의 용암류는 남동쪽과 북동쪽에 위치하고 있다. 남동쪽에 위치한 용암류는 남서 방향에 위치한 측면 화산체에서 흘러나온 것으로 추정되며 북동쪽 용암류는 북동 방향의 화산체에서 유출된 것으로 추정된다.

1) Arsia Mons 용암류

Arsia Mons의 용암류는 모두 화산체 남서쪽에 위치해 있다. 둘 다 용암류의 길이가 150 km가 넘으므로, 약 10 km 간격으로 각 20개씩의 종단면을 활용하였다. 첫 번째 용암류인 Ar1의 분석영상과 종단면의 위치는 〈그림 4-16〉과 같다.



〈그림 4-16〉 Ar1의 영상과 종단면 위치

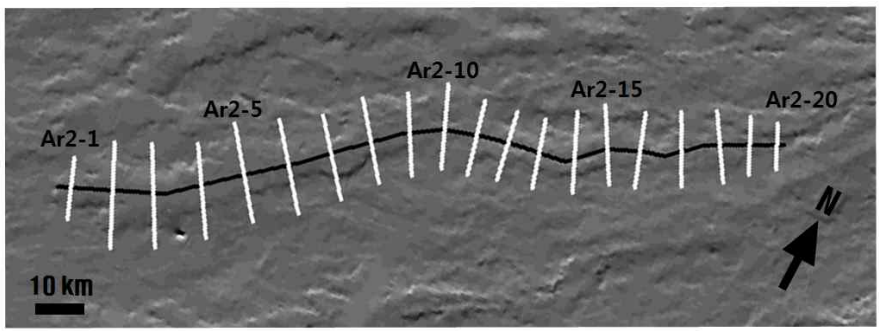
용암류와 평행한 검정색 선은 하도의 위치로, 이를 이용하여 용암류의 길이를 측정하였다. 하얀색 선들은 총 20개로 각 종단면의 위치를 보여주고 있다. 종단면을 활용하여 알아낸 Ar1의 데이터는 〈표 4-3〉에 제시되어 있다.

〈표 4-3〉 Ar1의 지형 데이터

No.	Length (km)	Flow height (m)	Flow width (m)	Channel width (m)	Levee width (m)	Leveed channel width(m)
Ar1-1	177.4	48	6,945	-	-	-
Ar1-2	170.4	26	9,260	-	-	-
Ar1-3	163.8	46	6,945	2,315	3,704	6,019
Ar1-4	154.2	54	11,575	2,315	4,167	6,485
Ar1-5	145.3	36	9,260	2,778	3,241	6,019
Ar1-6	135.9	42	6,945	1,389	2,778	4,167
Ar1-7	129.8	33	7,408	926	2,315	3,241

Ar1-8	122.8	40	13,427	2,315	6,482	8,797
Ar1-9	113.4	46	15,279	2,315	7,408	9,723
Ar1-10	102.5	55	13,427	1,852	5,556	7,408
Ar1-11	94.5	38	12,501	463	3,704	4,167
Ar1-12	86.1	32	6,945	1,389	926	2,315
Ar1-13	77.8	24	7,408	1,852	926	2,778
Ar1-14	66.7	46	9,260	926	926	1,852
Ar1-15	56.7	63	11,112	-	-	-
Ar1-16	45.3	65	11,112	2,778	1,852	4,630
Ar1-17	34.8	38	6,482	1,389	-	-
Ar1-18	23.6	25	1,706	-	-	-
Ar1-19	12.4	22	4,630	-	-	-
Ar1-20	2.6	49	6,019	-	-	-

Ar1의 총 길이는 179.7 km이며 용암류가 시작되는 지점에서는 하도가 발달하지 않다가, 약 35 km 지점부터 하도가 발달하기 시작한다. 중간에 하도가 잠시 사라지는 구간이 있으나 다시 등장하여 용암류의 말단까지 이어진다. 용암류의 마지막 두 구간인 Ar1-1과 Ar1-2에서는 하도가 다시 사라지는 모습을 보인다. 하도의 양옆에 발달하는 제방의 경우, 하도가 처음 생성되는 시기에서는 제방이 좁다가 이후 용암류의 중간지점에서 제방이 크게 발달한다. 용암류 전체의 높이와 너비는 많



〈그림 4-17〉 Ar2의 영상과 종단면 위치

은 변동을 보이며 시작지점에서 끝 지점으로 가면서 규칙적으로 변화하는 모습을 보이지는 않는다.

다음으로 Ar2 용암류의 지형을 파악하였으며 Ar2의 영상과 종단면의 위치는 〈그림 4-17〉과 같다. 용암류와 평행한 검정색 선이 하도이며, 하얀색으로 표시된 20개의 단면을 활용하여 형태적 특징을 파악하였다. 각 종단면 분석결과는 아래의 〈표 4-4〉에서 확인할 수 있다.

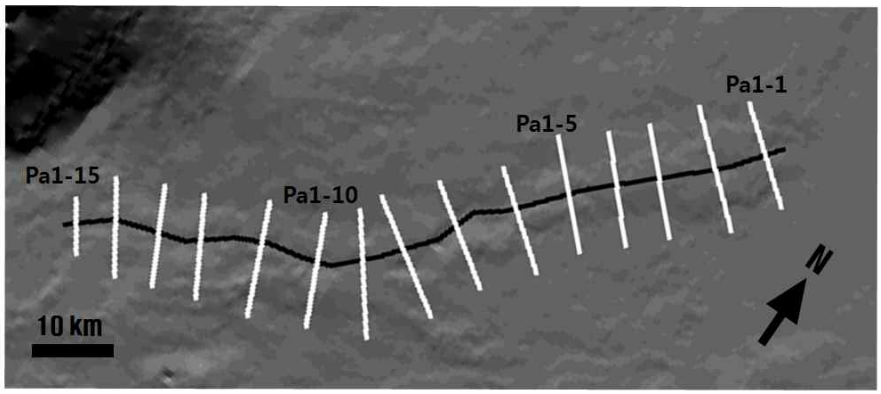
〈표 4-4〉 Ar2의 지형 데이터

No.	Length (km)	Flow height (m)	Flow width (m)	Channel width (m)	Levee width (m)	Leveed channel width(m)
Ar2-1	187.1	31	11,575	1,389	1,389	2,778
Ar2-2	180.2	72	20,835	2,778	6,019	8,797
Ar2-3	172.6	77	17,131	1,389	3,704	5,093
Ar2-4	162.6	60	15,742	926	2,315	3,241
Ar2-5	151.9	31	16,205	-	-	-
Ar2-6	143.6	58	16,205	-	-	-
Ar2-7	134.7	62	13,427	2,778	1,852	4,630
Ar2-8	125.4	50	10,649	1,389	1,852	3,241
Ar2-9	117.0	35	7,408	-	-	-
Ar2-10	108.7	23	5,556	-	-	-
Ar2-11	100.5	26	12,038	3,241	2,315	5,556
Ar2-12	91.6	32	6,945	-	-	-
Ar2-13	81.6	63	6,945	1,389	-	-
Ar2-14	71.0	75	13,427	2,778	-	-
Ar2-15	59.7	40	11,112	926	-	-
Ar2-16	48.2	46	8,797	926	463	1,389
Ar2-17	36.9	30	11,575	926	926	1,852
Ar2-18	24.5	30	13,427	926	926	1,852
Ar2-19	14.3	21	5,093	1,389	1,852	3,241
Ar2-20	3.4	7	2,778	-	-	-

Ar2의 길이는 189.1 km로 Ar1보다 다소 길다. 그러나 하도의 발달은 Ar1보다 미미한 편이다. 용암류가 시작되는 지점과 비슷하게 하도가 발견되나, 끊겼다 이어졌다를 반복하고 있다. 또한 제방의 너비도 Ar1보다 좁은 경향을 보이며 나머지 용암류의 높이와 너비도 뚜렷한 경향 없이 변동이 심하게 나타난다.

2) Pavonis Mons 용암류

Pa1 용암류는 Pavonis Mons의 바로 동쪽에 위치한 용암류로, 용암은 〈그림 4-18〉을 기준으로 왼쪽에서 오른쪽으로 흘러갔다. 따라서 오른쪽 끝이 용암류의 끝 지점이며, 용암류의 총 길이가 100 km를 넘으므로 15개의 종단면을 활용하여 지형을 파악하였다. Pa1의 영상과 종단면 위치는 〈그림 4-18〉과 같다.



〈그림 4-18〉 Pa1의 영상과 종단면 위치

Arsia Mons의 용암류 분석과 동일하게, 검은색 선은 하도이자 용암류의 길이이며, 하얀색 선들은 종단면 분석을 실시한 위치이다. Pa1의 종단면 분석결과는 〈표 4-5〉에 제시되어 있다.

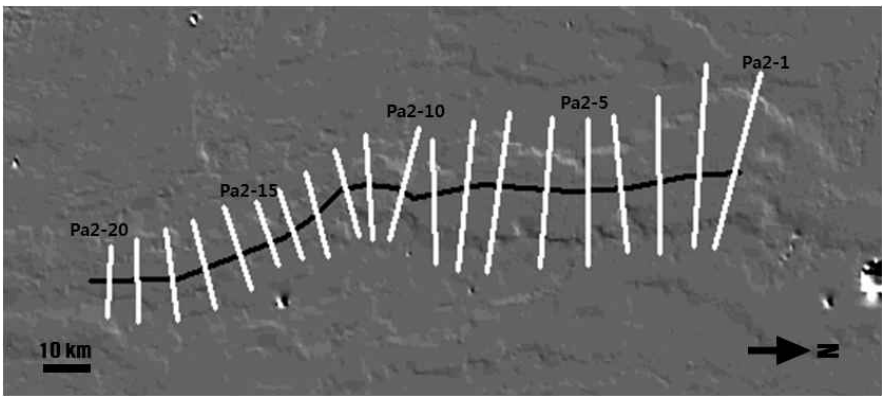
〈표 4-5〉 Pa1의 지형 데이터

No.	Length (km)	Flow height (m)	Flow width (m)	Channel width (m)	Levee width (m)	Leveed channel width(m)
Pa1-1	114.9	23	10,649	926	926	1,852
Pa1-2	106.7	25	14,353	926	-	-
Pa1-3	97.7	22	11,112	-	-	-
Pa1-4	90.9	19	11,575	-	-	-
Pa1-5	83.2	39	9,723	1,852	926	2,778
Pa1-6	74.6	19	5,093	-	-	-
Pa1-7	64.4	38	8,334	-	-	-
Pa1-8	55.0	19	12,964	463	926	1,389
Pa1-9	48.4	22	12,501	3,241	1,389	4,630
Pa1-10	41.0	44	13,427	1,389	2,315	3,704
Pa1-11	31.7	38	9,723	463	1,852	2,315
Pa1-12	22.1	17	7,408	926	1,852	2,778
Pa1-13	15.3	33	6,945	1,389	1,852	3,241
Pa1-14	8.1	19	5,556	-	-	-
Pa1-15	1.9	7	4,167	-	-	-

Pa1은 길이가 117.9 km인 용암류로, Arsia Mons에서 발견된 용암류보다 짧다. 용암류의 하도 또한 Arsia Mons의 용암류와 비슷한 모습을 보이는데, 초반에 발달하여 중간에 사라지고 나타나기를 반복하고 있다. 용암류 자체가 짧은 특성상 하도뿐만 아니라 제방도 많이 크지 않은 모습을 보인다. 용암류의 두께와 너비도 변동의 폭이 큰 것을 확인할 수 있다.

Pavonis Mons의 두 번째 용암류인 Pa2는 화산의 북쪽에 위치하고 있다. Pa2는 길이가 208 km이지만 20개의 종단면으로도 약 10 km마다 분석이 가능하여 20개의 종단면을 활용하였다. Pa2의 영상과 종

단면 위치는 아래의 〈그림 4-19〉와 같다.



〈그림 4-19〉 Pa2의 영상과 종단면 위치

앞서 설명하였듯이, 검은색 선은 용암류의 하도이며, 종단면 분석은 20개의 하얀색 선을 활용하였다. 용암은 남쪽에서 북쪽으로 흘러갔으며, 위의 〈그림 4-19〉를 기준으로는 왼쪽으로 오른쪽으로 흘러갔다. 따라서 왼쪽이 용암류의 시작이며 오른쪽이 끝이다. Pa2의 분석결과는 〈표 4-6〉과 같다.

〈표 4-6〉 Pa2의 지형 데이터

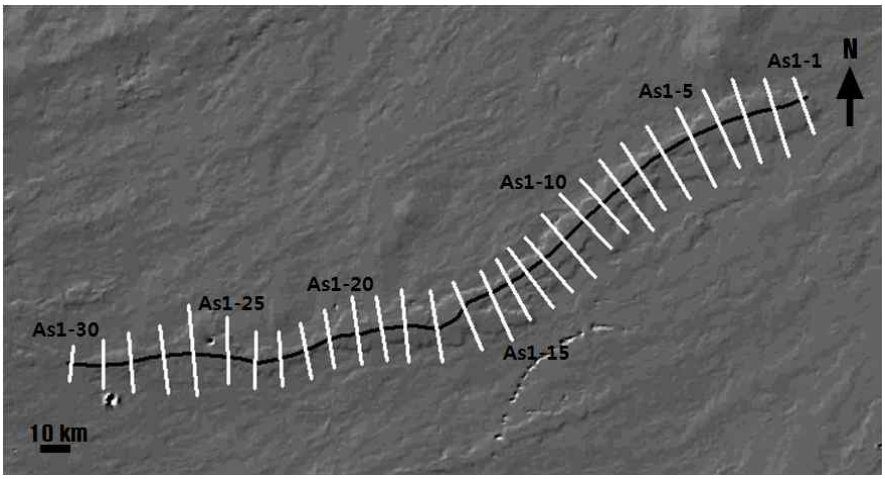
No.	Length (km)	Flow height (m)	Flow width (m)	Channel width (m)	Levee width (m)	Leveed channel width(m)
Pa2-1	205.7	67	41,207	3,241	4,167	7,408
Pa2-2	194.6	57	41,207	4,630	3,241	7,871
Pa2-3	182.3	49	34,725	4,167	7,871	12,038
Pa2-4	170.5	62	23,150	4,167	5,093	9,260
Pa2-5	160.5	62	31,021	4,167	7,871	12,038
Pa2-6	147.7	60	27,780	4,167	8,334	12,501
Pa2-7	133.5	60	36,114	5,093	6,019	11,112
Pa2-8	123.3	48	34,262	5,093	2,315	7,408

Pa2-9	113.2	56	28,706	6,019	3,704	9,723
Pa2-10	102.8	61	17,131	2,315	4,167	6,482
Pa2-11	92.4	49	22,224	4,630	2,315	6,945
Pa2-12	84.9	53	15,279	3,241	3,704	6,945
Pa2-13	73.4	36	17,131	2,315	3,241	5,556
Pa2-14	64.5	34	17,594	3,241	4,167	7,408
Pa2-15	56.7	27	13,427	1,852	1,389	3,241
Pa2-16	46.7	37	18,057	3,241	2,778	6,019
Pa2-17	35.2	35	18,520	3,704	2,778	6,482
Pa2-18	24.3	22	13,427	-	-	-
Pa2-19	14.0	37	15,742	-	-	-
Pa2-20	5.3	27	11,112	-	-	-

Pa2는 6개의 용암류 중에서 가장 뚜렷한 특징을 갖는다. 총 길이는 208.3 km에 이르며 하도가 가장 잘 발달되어 있다. 용암류의 시작지점에서는 하도 없이 흘러가지만 Pa2-17 지점부터는 하도와 제방이 나타나고 있다. 하도와 제방의 너비 또한 모든 용암류 중에서 가장 넓다. 용암류 전체의 높이와 너비도 상류에서 하류로 갈수록 점점 더 높고 넓어지고 있다. 이는 용암류가 하류로 갈수록 변화하는 특징(Garry *et al.*, 2007)을 잘 반영해주고 있다.

3) Ascraeus Mons 용암류

Ascraeus Mons의 용암류는 각각 남동쪽과 북동쪽에 위치하고 있다. As1은 화산의 남동쪽에 위치한 용암류로, 남서쪽 측면 화산체에서 흘러나온 용암이 길게 흘러간 형태를 띠고 있다. 6개의 용암 중 길이가 가장 길며 250 km가 넘기 때문에 총 30개의 단면을 활용해 지형을 파악하였다. As1의 영상과 종단면 위치는 아래와 같다(그림 4-20).



〈그림 4-20〉 As1의 영상과 종단면 위치

As1의 용암은 서쪽에서 동쪽으로 흘러갔다. 검은색 선은 용암류의 하도이자 길이를 나타내며, 하얀색 선은 각각의 종단면을 나타낸다. 6개의 용암류 중 가장 긴 As1의 종단면 분석결과를 〈표 4-7〉에 제시하였다.

〈표 4-7〉 As1의 지형 데이터

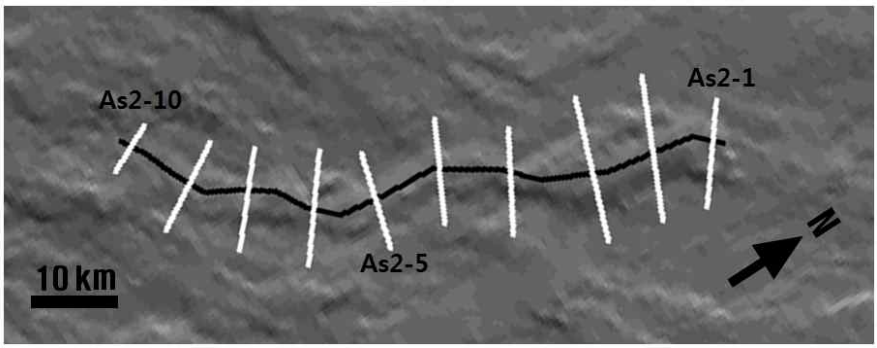
No.	Length (km)	Flow height (m)	Flow width (m)	Channel width (m)	Levee width (m)	Leveed channel width(m)
As1-1	280.4	51	11,575	926	463	1,389
As1-2	270.4	53	20,372	2,778	3,241	6,019
As1-3	260.1	62	18,057	1,852	1,389	3,241
As1-4	250.8	61	18,520	1,389	1,852	3,241
As1-5	240.3	41	9,723	2,778	926	3,704
As1-6	229.2	39	12,964	1,389	1,852	3,241
As1-7	218.9	72	14,816	926	2,315	3,241
As1-8	210.2	57	15,279	1,389	1,852	3,241
As1-9	201.8	38	12,038	1,389	1,389	2,778

As1-10	193.6	44	12,501	1,389	926	2,315
As1-11	183.7	60	13,890	-	-	-
As1-12	174.3	49	11,575	1,389	1,389	2,778
As1-13	167.0	36	8,797	1,389	1,389	2,778
As1-14	160.1	30	8,334	926	926	1,852
As1-15	152.6	40	6,482	463	1,852	2,315
As1-16	142.0	67	15,279	463	2,315	2,778
As1-17	129.5	57	16,668	926	1,389	2,315
As1-18	118.6	54	15,742	-	-	-
As1-19	110.4	42	13,890	-	-	-
As1-20	102.0	62	16,205	1,852	2,778	4,630
As1-21	92.0	39	8,797	-	-	-
As1-22	83.1	34	6,945	-	-	-
As1-23	73.9	36	7,408	463	2,315	2,778
As1-24	65.0	34	14,816	2,315	2,315	4,630
As1-25	55.3	44	13,427	1,389	1,852	3,241
As1-26	43.5	30	21,761	1,852	4,167	6,019
As1-27	33.3	18	14,353	1,389	5,093	6,482
As1-28	21.9	32	7,871	1,389	-	-
As1-29	12.3	20	6,752	463	1,389	1,852
As1-30	1.4	6	3,704	-	-	-

As1은 Arsia Mons와 마찬가지로 하도와 제방이 나타났다 사라졌다를 반복하고 있다. 그러나 하류에서 하도가 사라지지 않고 유지되고 있다는 점이 특징이다. 하도와 제방의 너비는 6개 용암류와 비교했을 때 중간정도이다. 용암류의 높이와 너비는 늘었다 줄었다를 반복하며 일정한 규칙성을 보이지는 않는다. 그러나 하류로 갈수록 용암류의 너비가 급격하게 넓어지는 특징이 나타난다.

As2는 Ascraeus Mons의 북동쪽에 위치해 있는 용암류로, 북동쪽 측면 화산체에서 흘러나온 용암으로 추정된다. 용암류의 길이가 100 km

이하이므로 10개의 종단면 분석을 실시하였다. As2의 영상과 종단면 위치는 〈그림 4-21〉과 같다.



〈그림 4-21〉 As2의 영상과 종단면 위치

As2 용암은 〈그림 4-21〉에서 볼 때 왼쪽에서 오른쪽으로 흘러갔다. 검은색 선은 용암류의 하도이며, 하얀색 선은 종단면의 위치로 10개의 종단면 분석을 실시하였다. 그 결과는 아래의 〈표 4-8〉과 같다.

〈표 4-8〉 As2의 지형 데이터

No.	Length (km)	Flow height (m)	Flow width (m)	Channel width (m)	Levee width (m)	Leveed channel width(m)
As2-1	72.4	42	8,334	2,315	926	3,241
As2-2	65.1	56	9,723	926	1,852	2,778
As2-3	57.8	63	10,649	2,778	1,389	4,167
As2-4	48.1	41	3,241	-	-	-
As2-5	39.9	32	6,019	-	-	-
As2-6	31.8	37	5,093	-	-	-
As2-7	24.3	22	2,778	926	926	1,852
As2-8	16.3	38	6,019	-	-	-
As2-9	9.2	39	5,093	926	926	1,852
As2-10	1.4	10	4,167	-	-	-

As2는 6개의 용암류 중에서 가장 짧은 용암류로 하도와 제방의 발달이 가장 미약하다. 그러나 하류에서는 하도와 제방이 유지되고 있는 것을 확인할 수 있다. 용암류의 높이는 상류에서 하류로 갈수록 높아지는 경향이 나타난다. 용암류의 너비 또한 하류로 갈수록 넓어지는 추세를 보이고 있다.

4) 유동적 특성 분석

지금까지 분석한 6개의 용암류는 유동적 특성을 분석하기 위하여 각 용암류의 평균값을 활용하였다. 모든 용암류 형태의 평균적 수치는 〈표 4-9〉에 제시되어 있다.

〈표 4-9〉 Tharsis Montes 용암류의 지형 데이터

Lava flow	Length (km)	Slope (°)	Flow height (m)	Flow width (m)	Channel width (m)	Levee width (m)	Leveed channel width(m)
Ar1	179.7	0.94	41	8,882	1,786	3,383	5,200
Ar2	189.1	0.52	43	11,344	1,654	2,147	3,788
Pa1	117.9	0.26	26	9,569	1,286	1,505	2,836
Pa2	208.3	0.13	47	23,891	3,840	4,303	8,143
As1	282.3	0.40	44	12,618	1,370	1,973	3,342
As2	73.6	0.61	38	6,112	1,574	1,204	2,778

전반적으로 Arsia Mons의 용암류는 경사가 다소 가파르다는 것이 특징이다. 용암류의 높이는 40 m를 조금 넘으며, 너비는 8.9 ~ 11.3 km의 범위를 보이고 있다. 하도 너비도 비슷한 수치를 보이며 Pa2보다는 좁지만 다른 용암류들보다는 약간 넓은 하도를 지니고 있다. 이는 제방의 너비와 제방 너비를 포함한 하도도 비슷한 양상을 띤다.

Pavonis Mons의 용암은 Pa1과 Pa2가 매우 다른 모습을 보이고 있

다. Pa2 용암류가 Pa1 용암류보다 전반적으로 더 길고 하도와 제방도 매우 넓은 형태를 보인다. 이는 용암류의 위치가 다르기 때문으로 해석되는데, Pa2가 위치한 Tharsis 지역의 북쪽은 과거 화성의 바다로 추정되는 저지대가 있기 때문에 더 멀리까지 방해받지 않고 흘러갔던 것으로 추정된다. 반면 Pa1은 Ascraeus Mons의 남서쪽 측면 화산체에서 분출된 용암의 영향으로 용암류의 발달이 미약했을 것으로 추정된다. 무엇보다 Pa2는 6개의 용암류 중에서 하도와 제방의 발달이 가장 뚜렷한 용암류로 하류로 흘러갈수록 하도의 폭과 제방의 너비가 넓어지는 경향을 보이고 있다.

Ascraeus Mons의 용암류는 하도와 제방의 발달이 가장 미약하다. 특히 As2는 길이가 가장 짧은 용암류로 용암류의 너비와 제방의 너비가 가장 좁다. 반면 As1은 가장 긴 용암류이지만 하도와 제방이 크게 발달하지 않은 모습을 보여준다.

위의 지형 데이터를 토대로 6개 용암류의 유동학적 특성을 분석하였다. 분석결과는 항복강도, 유출률, 점성으로 나누어 설명하였다. 우선 항복강도의 결과는 아래의 〈표 4-10〉에 제시되어 있다.

〈표 4-10〉 Tharsis Montes 용암류의 항복강도(Yield strength)

Lava flow	Yield strength(1), Pa	Yield strength(2), Pa	Yield strength(3), Pa	Yield strength(4), Pa	Ave. Yield strength, Pa
Ar1	6.33E+03	1.80E+03	1.70E+04	9.24E+03	8.59E+03
Ar2	3.67E+03	1.55E+03	3.29E+03	5.78E+03	3.57E+03
Pa1	1.07E+03	6.38E+02	5.67E+02	1.27E+03	8.87E+02
Pa2	9.67E+02	8.60E+02	3.92E+02	7.16E+02	7.34E+02
As1	2.84E+03	1.40E+03	1.80E+03	4.24E+03	2.57E+03
As2	3.76E+03	2.20E+03	2.53E+03	3.50E+03	3.00E+03

항복강도1은 〈식8〉을 활용하였고, 2는 〈식9〉을, 3은 〈식10〉, 마지막으로 항복강도4는 〈식11〉을 활용하여 계산하였다. 이를 전부 평균한 값

이 평균 항복강도이다. 항복강도의 분석결과, Ar1이 가장 큰 8,587.2 Pa의 값을 보여주며, Ar2가 그 다음으로 큰 3,573.1 Pa로 나타났다. Arsia Mons의 용암류가 가장 큰 항복강도를 보이는 이유는 경사도가 큰 역할을 하기 때문으로 해석된다. 반면 Pavonis Mons 용암류의 항복강도가 제일 작은 886.8 Pa와 733.7 Pa를 보이고 있는데, 이는 경사가 가장 완만하다는 결과와 일치한다. Ascraeus Mons의 용암류는 다른 두 화산 용암류의 중간정도인 2,571.9 Pa과 2,999.8 Pa로 나타났다.

유출률과 점성 분석결과는 아래의 〈표 4-11〉과 같다.

〈표 4-11〉 Tharsis Montes 용암류의
유출률(Effusion rate)과 점성(Viscosity)

Lava flow	Effusion rate, $m^3\ s^{-1}$	Viscosity(1), Pa-s	Viscosity(2), Pa-s	Ave. Viscosity, Pa-s
Ar1	3,469	9.3E+06	8.4E+07	4.7E+07
Ar2	4,443	5.9E+06	1.5E+05	3.0E+06
Pa1	3,969	5.7E+05	4.3E+03	2.8E+05
Pa2	9,538	1.3E+06	8.4E+03	6.7E+05
As1	7,353	2.3E+06	2.7E+04	1.2E+06
As2	1,066	1.0E+07	2.8E+05	5.3E+06

유출률은 Pa2에서 9,538 $m^3\ s^{-1}$로 가장 높게 나왔고, As2가 1,066 $m^3\ s^{-1}$로 가장 낮게 나타났다. 유출률은 특히 용암류의 길이와 너비에 많은 영향을 받는데, As1은 길이가 가장 긴 용암류임에도 불구하고 너비가 Pa2보다 좁아 유출률은 더 낮은 것으로 나타났다. Arsia Mons의 용암류들은 대체적으로 중간정도의 유출률을 보이고 있다.

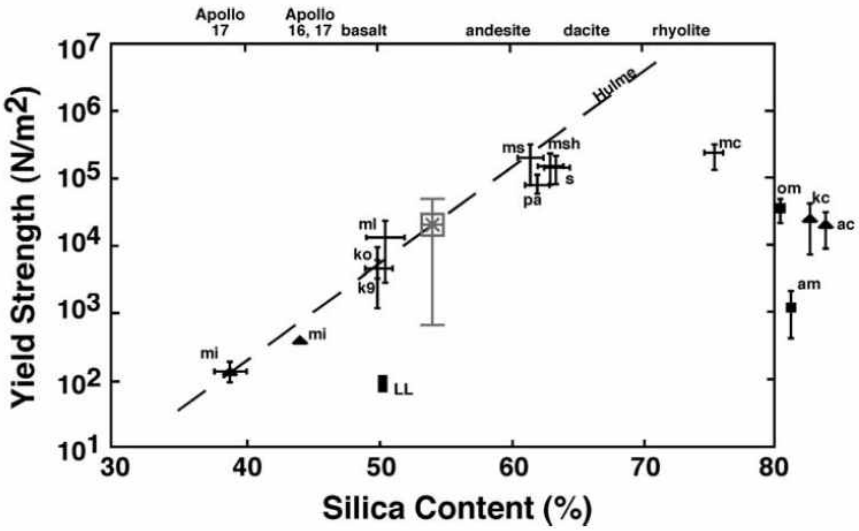
마지막으로 점성은 두 가지 계산법을 활용하였다. 점성1은 〈식13〉를 활용하였고, 점성2는 〈식15〉와 〈식16〉를 활용하여 구하였다. 평균 점성은 이를 평균하여 계산하였다. 점성은 Pavonis Mons의 용암류들이 제일 낮은 2.85×10^5 Pa-s와 6.71×10^5 Pa-s를 보이고 있으며, Ascraeus Mons의 용암류와 Arsia Mons의 Ar2 용암류가 1.17×10^6

Pa-s부터 5.33 × 10^6 Pa-s의 값을 보이고 있다. 특이한 점은 Ar1이 4.68 × 10^7 Pa-s로 매우 높은 점성을 보이고 있는데 이는 〈식16〉의 계산법 때문으로 보인다. 두 번째 점성 계산법은 우선 r이라는 변수의 결과에 따라 계산법이 〈식15〉와 〈식16〉 두 가지로 나뉘게 된다. 본 연구에서는 Ar1만이 r값이 1 이상으로 〈식16〉을 활용하여 계산하였다. 첫 번째 계산법과 두 번째 계산법의 결과가 매우 다르지만 두 계산법을 평균한 결과는 Ar1의 점성이 가장 높다는 것을 말해주고 있다.

5) 용암류의 유동적 특성과 형성 가설

유동적 특성의 첫 번째 분석결과인 항복강도(Yield strength)는 이산화규소(SiO_2)의 함량과 관련 있다. Hiesinger *et al.*(2007)은 분출된 암석의 종류를 파악하기 위하여 Moore (1987)의 다이어그램에서 제시된 항복강도와 이산화규소 함량의 관계를 활용하였다. 이에 따르면 Tharsis Montes의 6개 용암류는 7.34 × 10^2 ~ 8.59 × 10^3 의 범위를 보이기 때문에 모두 현무암으로 판단된다(그림 4-22). 그 중에서도 Arsia Mons의 항복강도가 가장 높고 Ascraeus Mons가 그 다음이며 Pavonis Mons의 항복강도가 가장 낮은데, 세 화산의 용암류는 전부 현무암(basalt)이지만 이산화규소의 함량에는 조금씩 차이가 존재한다는 것을 확인할 수 있다.

그러나 용암의 점성과 온도에 따른 암석을 살펴보면 Tharsis Montes 용암류는 현무암보다는 석영 안산암(dacite)에 가깝다는 것을 확인할 수 있다(그림 2-2). 각 화산체별로 살펴보면 Arsia Mons의 용암류 Ar1에서 가장 높은 점성을 보이며, Pavonis Mons의 용암류에서 Pa1에서 가장 낮은 점성을 보인다. 그러나 〈그림 2-2〉의 그래프는 실험을 통해 얻은 결과이며 결정(crystal)이 없는 상태의 용암을 대상으로 하였다. 그러나 자연 상태의 용암류는 여러 암석의 결정을 포함하고 있으며, 많은 양의 결정을 포함했을 때(40%) 점성의 자릿수를 최대 5배까



출처: Hiesinger *et al.*(2007) 재인용

〈그림 4-22〉 용암류의 항복강도와 이산화규소 함량의 관계

지 올릴 수 있다(Murase and McBirney, 1973). 화성은 지구보다 훨씬 건조하긴 하지만 화산폭발 당시에는 지하에 있는 물을 포함하고 있었을 가능성이 있기 때문에(Head and Wilson, 1998), 물의 비중을 2~3 wt%라고 가정하였다. 따라서 석영 안산암에 2~3 wt%의 물이 포함되었다면 Tharsis Montes의 용암류는 안산암(andesite)에 가깝다고 할 수 있다.

마지막으로 유출률은 지구의 용암류와 비교했을 때 비교적 큰 값을 보이고 있다. 지구의 경우 하와이의 Mauna Loa 화산의 유출률 범위가 8 ~ 9,292 m^3/s^{-1}로 매우 범위가 넓지만, 대부분의 경우는 100 ~ 1000 m^3/s^{-1}의 유출률이 일반적으로 관찰된다. 이러한 유출률의 차이는 주로 용암류의 너비에 의한 것으로 특히 Pa2의 너비가 넓기 때문에 매우 높은 유출률을 보이는 것으로 추정된다. 유출률은 값의 범위만으로 어떤 물질의 함량이 더 높은지 알 수 있는 척도는 없으며 주로 지구의 용암류와 비교해 그 물질을 추정하는 방법을 활용한다(Hiesinger *et al.*, 2007). 그러나 Tharsis Montes는 매우 높은 유출률을 보이기

때문에 직접적인 비교가 불가능하다는 한계점이 존재한다.

지금까지 용암류의 유동적 특성을 분석한 결과, 점성 분석결과와 항복강도의 결과에 차이가 존재한다. 항복강도 분석결과는 세 화산의 용암류가 모두 현무암이라고 도출되었으나, 점성 분석결과는 세 화산 모두 현무암보다 유동성이 낮은 안산암이라는 결과를 얻었다. 두 결과 중에서 무엇이 더 정확하다거나 우선한다고 판단하는 것은 불가능하며 두 가능성을 모두 고려하는 것이 적절하다. 비록 항복강도의 결과로 유추한 암석과 점성의 결과로 유추한 암석이 서로 다르지만 결과의 경향은 비슷하다. 항복강도는 Arsia Mons에서 가장 높고 Pavonis Mons에서 가장 낮게 나타난다. 이와 유사하게 점성도 Arsia Mons의 Ar1이 가장 높고 Ascraeus Mons의 용암류는 중간 정도의 수치를 보이며, Pavonis Mons의 용암류는 가장 작은 값을 보인다. 이는 세 용암류의 구성 물질이 현무암이든 안산암이든 대체적으로 Arsia Mons 용암류의 유동성이 낮고 Ascraeus Mons가 중간 정도이며, Pavonis Mons 용암류의 유동성이 가장 높다는 결론을 얻을 수 있다.

이러한 용암류의 유동적 특성은 화산의 형태에도 영향을 미치게 된다. 특히 용암의 점성은 화산의 경사도에 직접적인 영향을 미치게 되는데, 용암류의 점성이 Pavonis Mons에서 가장 낮은 것은 해당 화산체의 경사도가 가장 완만한 것과 일치하는 결과이다. 그러나 Ascraeus Mons의 점성이 Arsia Mons의 점성보다 낮아서 Ascraeus Mons의 사면이 가장 가파른 것과 일치하지 않는다. 이는 무엇보다 Ar1 용암류의 계산에서 〈식16〉을 활용한 계산법에 차이가 발생했기 때문으로 해석된다.

Ⅴ. 토의

본 연구에서는 Tharsis Montes의 화산체 형태, 칼데라의 형태, 거칠기 분석, 용암류의 유동적 특성 분석을 실시해 세 화산체의 형태적 특징을 파악하였으며, 이러한 형태적 차이를 일으킬 수 있는 가설을 정리하면 아래의 〈표 5-1〉과 같다.

〈표 5-1〉 Tharsis Montes의 형태적 특성과 형성 가설

화산체 형태분석	○ 세 화산체는 모두 순상화산이나, 분화구의 크기에 차이가 있는 것으로 보아 분출 규모에 차이가 있음 ○ Ascraeus Mons의 경사, 높이, 크기가 가장 큰 수치를 보이므로, 해당 화산의 점성이 가장 높을 것임 ○ 점성의 영향과 더불어 지속적인 분출활동에 의해 화산체의 규모가 커졌을 가능성도 존재함
칼데라 형태분석	○ 세 화산체에 각각의 마그마방이 존재한다면, Arsia Mons의 마그마방이 가장 크고 얕으며 Ascraeus Mons의 마그마방이 가장 작고 깊음 ○ 세 화산체가 마그마방을 공유하고 있다면, 칼데라의 형태는 분출양상에 더 많은 영향을 받았을 것임
지표 거칠기 분석	○ Ascraeus Mons의 사면이 가장 거친 것으로 보아, 분출물질의 점성이 가장 높았을 것임 ○ 또는 지속적인 화산활동으로 인해 분출물이 겹겹이 쌓이면 거친 사면을 형성하기도 함
용암류 분석	○ 세 화산체에서 분출한 용암은 현무암 ~ 안산암 계열의 용암임 ○ 용암의 점성은 Arsia Mons에서 가장 높고, Pavonis Mons에서 가장 낮게 나타남

앞서 선행연구를 통해 파악하였듯이 Tharsis Montes의 연대분석 결과는 형성연대의 폭이 넓으며 형성순서도 상반된다. 이러한 연대분석 결과는 연구에 활용한 데이터에 많은 영향을 받으며 어떤 결과가 더

믿을만한지 판단하기 쉽지 않다. 또한 연대분석을 통해 화산의 형성 순서를 직접적으로 파악하는 것은 가능하나, 형성과정에서 있었던 사건에 대해서는 설명할 수 없다. 형성과정에서 발생했던 특징적인 사건들은 독특한 지형을 형성하게 되고, 이러한 지형을 파악함으로써 형성과정을 유추해볼 수 있다. 따라서 지금까지 분석한 연구결과와 가설들을 기존 연대분석과 비교검토한 후, Tharsis Montes의 형성과정에 대한 시나리오를 제시하고자 한다. 이러한 Tharsis Montes의 형성과정은 화성의 지각운동을 이해하는 데에도 도움이 될 것이다.

1. Tharsis Montes의 연대분석 결과와 형성가설 검토

1) 연대분석 결과 1: 남에서 북으로 발달

연대분석 결과 1은 Arsia Mons이 위치한 남쪽에서 Ascraeus Mons이 있는 북쪽으로 갈수록 연대가 어려진다는 1970~80년대의 연구결과들이다. 이에 따르면 전반적인 Tharsis Montes의 화산체가 남에서 북으로 올라가면서 형성되었다고 할 수 있다. 각 연구결과에서 도출된 형성가설을 연대분석 결과와 종합한 것이 〈표 5-2〉에 제시되어 있다.

우선 화산체의 형태와 지표 거칠기에 따르면 점성은 Arsia Mons에서 중간정도였다가 Pavonis Mons에서 낮아진 후, Ascraeus Mons에서

〈표 5-2〉 시나리오 1의 형성가설 검토

화산체 형태분석 & 지표 거칠기 분석	○ 점성: medium → low → high ○ 지속적인 화산활동: Ascraeus Mons에서 활발
칼데라 형태분석	○ 폭발강도: high → medium → low ○ 칼데라의 재피복 현상: high → medium → medium
용암류 분석	○ 용암류의 점성: high → low → medium

는 가장 높아졌다. 화산활동이 지속적으로 일어나면 분출물질의 점성이 낮아지게 되며 오랫동안 마그마가 축적되어야 점성이 높아지게 된다. 그러나 연대분석에서 세 화산체의 연대가 큰 차이를 보이지 않는 것을 알 수 있다(표 1-1). 즉 Arsia Mons의 분출 이후 지속적인 화산활동으로 인해 Pavonis Mons에서 점성이 낮아진 것은 설명이 가능하나, 낮아진 점성이 Ascraeus Mons에서 다시 높아지는 것은 다른 가설로 설명해야 한다. 이에 대해 Ascraeus Mons에서 지속적인 화산활동이 발생해 화산체의 규모가 성장했을 가능성이 존재한다. 따라서 분출물질의 점성은 Arsia Mons에서 가장 높았지만 Ascraeus Mons에서 지속적인 화산활동이 발생해 화산체의 규모가 가장 크게 성장했을 것이라 추정할 수 있다.

두 번째로 칼데라 형태에 따르면 폭발의 강도가 Arsia Mons에서 북쪽으로 갈수록 점점 약해지는 것으로 나타났다. 이는 화성의 화산활동이 폭발적 분화에서 일출식 분화로 변화했다는 기존 연구(Hulme, 1976)와 일치하는 결과이다. 칼데라의 재피복 현상 또한 Arsia Mons에서 가장 높은 것으로 추정된다. 이를 통해 화산활동의 초기단계에서 폭발의 강도가 높았던 것과 동시에 재피복 현상도 활발했다는 것을 알 수 있다. 그러나 이는 앞서 Ascraeus Mons에서 지속적인 화산활동이 있었을 것이라는 가설과는 일치하지 않는다.

마지막으로 용암류 분석을 통해 용암류의 점성이 Arsia Mons에서 가장 높았다가 Pavonis Mons에서 낮아지고, 이후 Ascraeus Mons에서 다시 높아지는 것을 확인하였다. 이는 형태분석과 거칠기 분석을 통해 추정한 점성의 변화와 비슷한 경향이다. 앞서 Ascraeus Mons의 화산체 규모가 큰 것이 지속적인 화산활동 때문이라는 가설을 세운 바 있다. 그러나 실제로 점성이 증가한 점도 화산체의 형태에 영향을 미쳤을 것으로 추정된다. 하지만 Ascraeus Mons에서 점성이 다시 높아진 이유에 대해서는 설명하기 어렵다.

2) 연대분석 결과 2: 북에서 남으로 발달

연대분석 결과 2는 Ascraeus Mons이 위치한 북쪽에서 가장 오래된 연대가 발견되고 Arsia Mons이 위치한 남쪽으로 갈수록 연대가 어리다는 2000년대의 연구결과이다. 이는 연대분석 결과 1과 반대되는 결과로, 전반적인 Tharsis Montes의 화산체가 북쪽에서 남쪽으로 내려오면서 형성되었다는 것을 의미한다. 각 연구결과에서 도출된 형성가설을 연대분석 결과와 종합한 것이 〈표 5-3〉에 제시되어 있다.

화산체의 형태와 지표 거칠기에 따르면 Tharsis Montes의 점성이 Ascraeus Mons에서 가장 높았다가 Pavonis Mons에서는 가장 낮아지고, Arsia Mons에서 다시 높아져 중간 정도의 점성을 보인다. 이는 앞서 설명한 것과 똑같이 지속적인 활동으로 인해 Pavonis Mons에서 점성이 낮아지는 것은 설명이 가능하다. 그러나 낮아진 점성이 Arsia Mons에서 다시 높아지기에는 마그마가 축적될 시간이 부족하기 때문에 설명이 불가능하다. 이에 대해 Arsia Mons에서 지속적인 화산활동이 있었기 때문에 화산체가 성장했을 가능성이 존재한다. 따라서 Arsia Mons에서 지속적인 화산활동이 발생해 Pavonis Mons보다 규모가 큰 화산체를 형성했을 것이라 추정된다.

다음으로 칼데라 형태에 따르면 화산의 폭발강도는 Ascraeus Mons

〈표 5-3〉 시나리오 2의 형성가설 검토

화산체 형태분석 & 지표 거칠기 분석	○ 점성: high → low → medium ○ 지속적인 화산활동: Arsia Mons에서 활발
칼데라 형태분석	○ 폭발강도: low → medium → high ○ 칼데라의 재피복 현상: medium → medium → high
용암류 분석	○ 용암류의 점성: medium → low → high

에서 Arsia Mons로 갈수록 강해졌다. 이는 화성의 화산활동이 폭발식 분화에서 일출식 분화로 변화했다는 Hulme(1976)의 연구와 반대되는 결과이다. 그러나 Mouginis-Mark(2003)는 Arsia Mons 근처에서 많은 양의 퇴적물들이 발견됨에 따라 Arsia Mons에서 폭발적인 화산활동이 있었다고 주장하였다. 폭발적 분출이 있었던 이유에 대해서는 분출 당시 지표 가까이에 휘발성 물질이나 가스가 존재했기 때문이라고 추정하였다. 이와 같이 지표 물질의 차이로 인해 종종 폭발을 동반한 화산활동이 일어났을 가능성이 존재한다. 또한 칼데라 형태를 통해 재피복 현상이 Arsia Mons에서 가장 높았다는 것을 알 수 있다. 따라서 Arsia Mons로 내려올수록 폭발강도가 세지고 재피복 현상도 활발했다고 할 수 있다. 이들을 종합하면 북쪽에서 남쪽으로 화산활동이 진행됨에 따라 북쪽에서는 서서히 화산활동이 감소했다고 추정할 수 있다.

마지막으로 용암류 분석을 통해 용암류의 점성이 Ascraeus Mons에서는 중간 정도였다가 Pavonis Mons에서는 가장 낮아지고, 이후 Arsia Mons에서는 가장 높아지는 것을 확인하였다. 이는 형태분석과 지표거칠기 분석을 통해 Ascraeus Mons의 점성이 가장 높을 것이라 추정한 가설과 일치하지 않지만, Pavonis Mons보다 Arsia Mons의 규모가 더 큰 이유에 대해서는 설명이 가능하다. 하지만 연대분석 결과 1과 마찬가지로 Pavonis Mons에서 낮아진 점성이 Arsia Mons에서 다시 높아지는 것에 대해서 설명하기 어렵다.

2. Tharsis Montes의 형성과정 시나리오

지금까지 화산의 형태적 특징을 통해 형성가설을 제시하고 이를 두 가지 연대분석 결과와 종합하여 살펴보았다. 두 가지 연대분석 결과별 형성과정 시나리오를 제시하면 다음과 같다.

1) 시나리오 1: 남에서 북으로 발달

Tharsis Montes는 남쪽에 위치한 Arsia Mons에서 북쪽에 위치한 Ascraeus Mons로 올라가며 화산체가 형성되었다. Arsia Mons이 형성될 초기에는 폭발을 동반하여 너비가 넓고 깊은 칼데라를 형성하였으며, 이후 지속적인 화산활동으로 칼데라를 메운 것으로 추정된다. 반면 Pavonis Mons와 Ascraeus Mons로 갈수록 폭발의 규모가 감소하여 상대적으로 너비가 좁은 칼데라를 형성하였다. 또한 북쪽으로 갈수록 화산활동도 점차 감소하였으며 이로 인해 Pavonis Mons과 Ascraeus Mons은 칼데라의 깊이를 메우지 못하였다. 전반적인 화산활동은 초기에 왕성하였고 북쪽으로 갈수록 감소했음에도 불구하고, Ascraeus Mons에서 분출물질의 점성이 다시 높아지면서 경사가 가파르고 규모가 큰 화산체를 형성하였다.

2) 시나리오 2: 북에서 남으로 발달

Werner(2005, 2009)에 따르면 세 화산의 연대는 비슷하지만 Ascraeus Mons의 화산활동이 가장 먼저 시작되었으며, Pavonis Mons과 Arsia Mons의 순서로 화산활동이 발생했다. Ascraeus Mons과 Pavonis Mons에서는 비교적 조용한 화산활동이 발생했으나, Arsia Mons의 경우에는 종종 폭발을 동반한 화산활동이 있었다. 특히 1억 3천 년 전에는 Arsia Mons에서 화산활동이 활발히 일어나 단일 칼데라를 형성하였다. 반면 Ascraeus Mons과 Pavonis Mons에서는 상대적으로 화산활동이 활발하지 않았다. 이들 두 화산체의 칼데라 바닥에서 다양한 연대가 나타나는 것으로 보아 지속적으로 화산활동이 발생하기는 했으나 칼데라의 깊이를 메우기에는 충분하지 않았다. 전반적인 화산활동은 남쪽으로 갈수록 활발해졌으며 분출물질의 점성도 다시 높아져 Pavonis Mons보다 큰 Arsia Mons이 형성되었다.

본 연구는 연대분석을 활용하여 화산을 단순히 시기에 따른 순서로

구분하거나(Soderblom, 1974; Crumpler and Aubele, 1978; Plescia and Saunders, 1979; Hartmann, 2001; Werner, 2009), 화산에서 관찰되는 특정 현상이나 형태만을 해석하려 시도했던 과거의 연구들(Baloga, 2003; Mouginis-Mark, 2003; Plescia, 2004; Shean *et al.*, 2007; Kadish *et al.*, 2008)을 종합적인 관점에서 해석하여 Tharsis Montes의 형성과정에 대한 시나리오를 제시하였다는데 의의를 찾을 수 있다.

현재 남아있는 두 가지 의문점 중에 첫 번째는 세 화산체가 마그마방을 공유하고 있는지, 아니면 각각의 마그마방이 존재하는지에 대한 점이다. 이는 단순히 화산의 형태를 통해 파악할 수 있는 부분이 아니며 지질구조선과 밀접한 관련이 있는 사항이다. 하지만 마그마방의 공유 여부와 상관없이 시나리오 1에서는 마그마방이 남쪽에서 북쪽으로 이동하였으며, 시나리오 2에서는 북쪽에서 남쪽으로 이동했다고 추정할 수 있다. 두 번째는 한 번 낮아졌던 점성이 다시 높아지는 점이다. 이는 세 화산체가 마그마방을 공유하지 않고 각각의 마그마방에 서로 다른 점성의 마그마가 축적되어 있기 때문이라고 설명할 수도 있다. 그러나 세 화산체의 화산활동이 순차적이고 지속적으로 일어난 것으로 보아 마그마방이 완전히 분리되어 있다고 판단하기는 어렵다. 이처럼 Tharsis Montes의 화산활동이 남쪽에서 북쪽, 또는 북쪽에서 남쪽으로 이동했던 이유와 형성과정에서 있었던 보다 자세한 사건들은 앞으로 밝혀야 할 과제로 남아있다.

VI. 결 론

본 연구에서는 화성을 대표하는 화산지역인 Tharsis Montes의 지형적인 특징을 토대로 파악한 가설을 기존의 연대분석과 비교한 후, 이를 통해 Tharsis Montes의 형성과정을 추정하고자 하였다. Tharsis Montes의 분출 양상, 분출 물질의 특징, 폭발적인 분출의 유무, 용암의 종류를 파악하기 위하여 화산체의 형태, 칼데라 형태, 지표 거칠기, 용암류의 유동적 특성에 대한 분석을 실시하였다. 다음으로 형태적 차이를 유발할 수 있었던 가설들을 비교 검토하였다. 마지막으로 도출한 가설을 기존 연대분석 결과와 종합하여 Tharsis Montes의 형성과정을 추정하였다.

Tharsis Montes의 형태적 특성 분석 결과, 화산체의 높이, 경사도, 부피는 Ascraeus Mons에서 가장 크고 사면 거칠기도 가장 거친 것으로 나타났다. 칼데라의 경우에는 Arsia Mons이 유일하게 단일 칼데라를 형성하고 있는데, 너비는 가장 큰 반면 깊이는 가장 얕은 것으로 확인되었다. 용암류의 점성은 Arsia Mons에서 가장 점성이 크며 Pavonis Mons의 점성이 가장 낮은 것으로 파악되었다.

다음으로 형태적 특성에 대한 가설을 검토하였다. 이를 통해 화산체의 형태와 지표 거칠기에는 점성과 지속적인 화산활동이 가장 큰 영향을 미치는 것으로 나타났다. 따라서 점성이 크고 화산활동이 지속적으로 일어날수록 경사가 가파르고 거친 사면을 형성한다. 칼데라의 형태는 마그마방의 형태와 깊이를 반영하는데, 칼데라의 너비가 크고 얕을수록 마그마방의 크기가 크고 지표와 가깝다는 것을 의미한다. 또한 칼데라의 형태를 통해 폭발강도와 같은 분출양상과 재피복 활동에 대해서도 유추할 수 있다. 즉, 규모가 큰 폭발이 일어날수록 너비가 넓은 칼데라를 형성하며 재피복 활동이 활발할수록 얕고 평평한 칼데라 바닥을 형성한다. 용암류의 유동적 특성을 통해서는 분출물질의 점성과 종류에 대해서 파악할 수 있다.

마지막으로, 위에서 도출한 가설을 두 가지 상반된 연대분석 결과와 비교 검토하여 Tharsis Montes 형성과정 시나리오를 제시하였다. 우선 Tharsis Montes가 남에서 북으로 발달했다는 1970~80년대 연대분석 결과와 종합하여 살펴본 결과, 형성 초기에 Arsia Mons에서 폭발규모가 크고 지속적인 화산활동이 일어났다. 이후 북쪽으로 갈수록 화산활동이 감소하여 Pavonis Mons과 Ascraeus Mons의 칼데라를 메우지 못하였다. 전반적인 화산활동은 점차 감소했음에도 불구하고 Ascraeus Mons에서 분출물질의 점성이 다시 높아지면서 경사가 가파르고 규모가 큰 화산체를 형성하였다. 두 번째로 2000년대의 연대분석 결과와 종합한 결과, 화산활동은 Ascraeus Mons에서 가장 먼저 시작되었으며 Pavonis Mons과 Ascraeus Mons의 순서로 발생했다. 이후 Ascraeus Mons과 Pavonis Mons에서는 상대적으로 조용한 일출식 분화가 일어난 반면, Arsia Mons에서는 폭발을 동반하기도 하였다. 특히 약 1억 3천 년 전에는 Arsia Mons에서 활발한 화산활동이 발생해 칼데라의 깊이를 메우고 바닥이 평평한 단일 칼데라를 형성하였다. Ascraeus Mons과 Pavonis Mons에서도 화산활동이 존재했으나 칼데라의 깊이를 메우기에는 충분하지 않았다. 전반적인 화산활동은 남쪽으로 갈수록 활발해졌으며, 이와 동시에 분출물질의 점성도 다시 높아져 Pavonis Mons보다 큰 Arsia Mons이 형성되었다.

기존의 연구들은 연대분석을 활용하여 화산을 단순히 시기에 따른 순서로 구분하거나, 화산에서 관찰되는 특정 현상이나 형태만을 해석하려 시도했었다. 그러나 본 연구는 Tharsis Montes의 지형적 특징과 연대를 결합하여 Tharsis Montes의 형성과정을 추정하였다는 데 의의가 있다. 그럼에도 불구하고 Tharsis Montes의 화산활동이 북-남, 또는 남-북으로 이동했던 이유와 형성과정에서 있었던 보다 자세한 사건들은 앞으로 활발한 탐사와 연구를 통해 해결해야 할 과제로 남아있다.

※ 참고문헌

권혁재, 2007, 지형학, 법문사.

이차복, 2007, 화성(Mars) 벨리네트워크의 발생 프로세스에 관한 연구, 서울대학교 지리학과 석사학위 논문.

이차복, 2012, Investigation on the origin of clay bearing deposits in the Mawrth Vallis region, Mars, 서울대학교 지리학과 박사학위 논문.

Acocella, V., 2007, Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas, *Earth-Science Reviews*, 85, 125-160.

Anderson, S.W., Stofan, E.R., Plaut, J.J. and Crown, D.A., 1998, Block size distributions on silicic lava flow surfaces: Implications for emplacement conditions, *Geological Society of America Bulletin*, 110(10), 1258-1267.

Anguita, F. and Moreno, F., 1992, Shear-induced folding in Arsia Mons aureole: Evidence for low-latitude Martian glaciations, *Earth, Moon, and Planets*, 59, 11-22.

Baloga, S.M., Mouginis-Mark, P.J. and Glaze, L.S., 2003, Rheology of a long lava flow at Pavonis Mons, Mars, *Journal of Geophysical Research*, 108(E7), 5066.

Blackburn, E.A., Wilson, L. and Sparks, R.S.J., 1976, Mechanisms and dynamics of strombolian activity, *Journal of the Geological Society*, 132, 429-440.

Blasius, K.R., 1976, The record of impact cratering on the great volcanic shields of the Tharsis region of Mars, *Icarus*, 29, 343-361.

Blasius, K.R. and Cutts, J.A., 1976, Shield volcanism and lithospheric structure beneath the Tharsis plateau, Mars, LPSC, 7th, 3561-3573.

Bleacher, J.E., Greeley, R., Williams, D.A., Cave, S.R. and Neukum, G., 2007, Trends in effusive style at the Tharsis Montes, Mars, and implications for the development of the Tharsis province, *Journal of Geophysical Research*, 112, E09005.

Bleacher, J.E., de Wet, A.P., Garry, W.B., Zimbelman, J.R. and Trumble, M.E., 2010, Volcanic or fluvial: Comparison of an Ascraeus Mons, Mars, braided and sinuous channel with features of the 1859 Mauna Loa flow and mare imbrium flows, LPSC, 41st, 1612.

Bloom, L., 1998, Geomorphology: A systematic analysis of late Cenozoic landforms, third edition, Prentice-Hall.

Bulmer, M.H. and Campbell, B.A., 1999, Topographic Data of a Silicic Lava Flow - A Planetary Analog, LPSC XXX, 1446.

Byrne, P., de Vries, B.W., Murray, J. and Troll, V., 2010, The volcanotectonic structures of Ascraeus Mons, *Geophysical Research Abstracts*, 12.

Campbell, B.A. and Campbell, D.B., 1992, Analysis of volcanic surface morphology on Venus from comparison of Arecibo, Magellan, and terrestrial airborne radar data, *Journal of Geophysical Research*, 97, 16293-16314.

Campbell, B.A. and Garvin, J.B., 1993, Lava flow topographic measurements for radar data interpretation, *Geophysical Research Letters*, 20(9), 831-834.

Campbell, B.A. and Shepard, M.K., 1996, Lava flow surface roughness and depolarized radar scattering, *Journal of Geophysical Research*, 101, 18941-18951.

Carr, M.H., 1973, Volcanism on Mars, *Journal of Geophysical Research*, 78(17), 4049-4062.

Carr, M.H., Greeley, R., Blasius, K.R., Guest, J.E. and Murray, J.B., 1977, Some Martian volcanic features as viewed from the Viking Orbiters, *Journal of Geophysical Research*, 82, 3985-4015.

Carr, M.H. and Head Ⅲ, J.W., 2010, Geologic history of Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, 294, 185-203.

Cattermole, P., 1987, Sequence, rheological properties, and effusion rates of volcanic flows at Alba Patera, Mars, *Journal of Geophysical Research*, 92(B4), E553-E560.

Chapman, M., 2007, *The Geology of Mars: Evidence from Earth-based analogs*, Cambridge University Press.

Chase, C.G., 1992, Fluvial landsculpting and the fractal dimension of topography, *Geomorphology*, 5, 39-57.

Cole, J.W., Milner, D.M. and Spinks, K.D., 2005, Calderas and caldera structures: a review, *Earth-Science Reviews*, 69, 1-26.

Condit, C.D., Distribution and relations of 4 to 10 km diameter craters to global geologic units of Mars, *Icarus*, 34, 465-478.

Crumpler, L.S. and Aubele, J.C., 1978, Structural evolution of Arsia Mons, Pavonis Mons, and Ascraeus Mons: Tharsis region of Mars, *Icarus*, 34, 496-511.

Crumpler, L.S., Head, J.W. and Aubele, J.C., 1996, Calderas on Mars: characteristics, structure, and associated flank deformation, in *Volcano Instability of Earth & Ohter Planets*, edited by W.J. McGuire, A.P. Jones and J. Neuberg, Geological Society Special Publication, 110, Geological Society of London.

Crumpler, L.S., Aubele, J.C. and Zimbelman, J.R., 2007, Volcanic features of New Mexico analogous to volcanic features on Mars, in *The Geology of Mars: Evidence from Earth-based analogs*, edited by M. Chapman, Cambridge University Press., 95-125.

Deng, Y., Wilson, J.P. and Bauer, B.O., 2007, DEM resolution dependencies of terrain attributes across a landscape, *International Journal of Geographical Information Science*, 21(2), 187-213.

Dohm, J.M., Anderson, R.C., Barlow, N.G., Miyamoto, H., Davies, A.G., Taylor, G.J., Baker, V.R., Boynton, W.V., Keller, J., Kerry, K., Janes, D., Fairén, A.G., Schulze-Makuch, D., Glamoclija, M., Marinangeli, L., Ori, G.G., Strom, R.G., Williams, J.P., Ferris, J.C., Rodríguez, J.A.P., de Pablo, M.A. and Karunatillake, S., 2008, Recent geological and hydrological activity on Mars: The Tharsis/Elysium corridor, *Planetary and Space Science*, 56, 985-1013.

Edgett, K.S., 1990, Possible cinder cones near the summit of Pavonis Mons, Mars, LPSC, 142-143.

Fairén, A.G., Ruiz, J. and Anguita, F., 2002, An origin for the linear magnetic anomalies on Mars through accretion of terranes: Implications for dynamo timing, *Icarus*, 160(1), 220-223.

Farr, T.G., 1992, Microtopographic evolution of lava flows at Cima volcanic field, Mojave Desert, California, *Journal of Geophysical Research*, 97(B11), 15171-15179.

Fastook, J.L., Head, J.W., Marchant, D. and Shean, D., 2004, Ice sheet modeling: Terrestrial background and application to Arsia Mons lobate deposit, Mars, LPSC, XXXV, 1452.

Favalli, M., Karátson, D., Mazzarini, F., Pareschi, M.T. and Boschi, E., 2009, Morphometry of scoria cones located on a volcano flank: A case study from Mt. Etna(Italy), based on high-resolution LiDAR data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186, 320-330.

Fornaciai, A., Favalli, M., Karátson, D., Tarquini, S. and Boschi, E., 2012, Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: A DEM-based analysis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217-218, 56-72.

Frankel, C., 2005, *Worlds on Fire*, Cambridge University Press.

Gaddis, L.R., Mouginis-Mark, P.J. and Hayashi, J.N., 1990, Lava flow surface textures: SIR-B radar image texture, field observations, and terrain

measurements, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 56, 211-224.

Garry, W.B., Zimberlman, J.R. and Gregg, T.K.P., 2007, Morphology and emplacement of a long channeled lava flow near Ascraeus Mons Volcano, Mars, *Journal of Geophysical Research*, 112, E08007.

Greeley, R. and Spudis, P.D., 1981, Volcanism on Mars, Review of Geophysics and Space Physics, 19(1), 13-41.

Gregg, T.K.P. and Fink, J.H., 1996, Quantification of extraterrestrial lava flow effusion rates through laboratory simulations, *Journal of Geophysical Research*, 101, 16891-16900.

Gregg, T.K.P. and Zimbelman, J.P., 2000, Volcanic vestiges: Pulling it together, in *Environmental Effects on Volcanic Eruptions: From Deep Oceans to Deep Space*, edited by J.R. Zimbelman and T.K.P. Gregg, Springer, New York, 243-251.

Grosse, P., de Vries, B.W., Euillades, P.A., Kervyn, M. and Petrinovic, I.A., 2012, Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models, *Geomorphology*, 136, 114-131.

Hartmann, W.K., 1966, Martian cratering, *Icarus*, 5, 565-576.

Hartmann, W.K., 1973, Martian cratering IV. Mariner 9 initial analysis of cratering chronology, *Journal of Geophysical Research*, 78, 4096-4116.

Hartmann, W.K. and Neukum, G., 2001, Cratering chronology and the evolution of mars, *Space Science Reviews*, 96, 165-194.

Head, J.W. and Wilson, L., 1989, Basaltic pyroclastic eruptions: Influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37, 261-271.

Head, J.W. and Wilson, L., 1998, Tharsis Montes as composite volcanoes?: 1.

The role of explosive volcanism in edifice construction and implications for the volatile contents of edifice-forming magma, LPSC, XXIX, 1127.

Head, J.W., Seibert, N., Pratt, S., Smith D., Zuber, M., Garvin, J.B., McGovern, P.J. and the MOLA Science Team, 1998, Volcanic calderas on Mars: Initial views using Mars Orbiter Laser Altimeter data, LPSC XXIX, 1488.

Head, J.W., Greeley, R., Golombek, M.P., Hartmann, W.K., Hauber, E., Jaumann, R., Masson, P., Neukum, G., Nyquist, L.E. and Carr, M.H., 2001, Geological processes and evolution, *Space Science Reviews*, 96, 263-292.

Head, J.W. and Marchant, D.R., 2003, Cold-based mountain glaciers on Mars: Western Arsia Mons, *Geology*, 641-644.

Helfenstein, P. and Shepard, M.K., 1999, Submillimeter-Scale Topography of the Lunar Regolith, *Icarus*, 141, 107-131.

Hengl, T. and Reuter, I., 2009, Geomorphometry-Concepts, software, applications, Elsevier, The Netherlands.

Hiesinger, H., Head Ⅲ, J.W., Neukum, G. and the HRSC Co-Investigator Team, 2005, Rheological properties of late-stage lava flows on Ascraeus Mons: New evidence from HRSC, LPSC XXXVI, 1727.

Hiesinger, H., Head Ⅲ, J.W. and Neukum, G., 2007, Young lava flows on the eastern flank of Ascraeus Mons: Rheological properties derived from High Resolution Stereo Camera(HRSC) images and Mars Orbiter Laser Altimeter(MOLA) data, *Journal of Geophysical Research*, 112, E05011.

Holohan, E.P., Troll, V.R., Walter, T.R., Münn, S., McDonnell, S. and Shipton, Z.K., 2005, Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach, *Jouornal of Volcanology and Geothermal Research*, 144, 119-136.

Huggett, R.J., 2011, *Fundamentals of Geomorphology*, Thrid edition, Routledge.

Hulme, G., 1974, The interpretation of lava flow morphology, *Journal of Geophysical Research*, 39, 361-383.

Hulme, G., 1979, The determination of the rheological properties and effusion rate of an Olympus Mons lava, *Icarus*, 27, 207-213.

Johnson, C.L. and Phillips, R.J., 2005, Evolution of the Tharsis region of Mars: insights from magnetic field observations, *Earth and Planetary Science Letters*, 230, 241-254.

Kadish, S.J., Head, J.W., Parsons, R.L. and Marchant, D.R., 2008, The Ascraeus Mons fan-shaped deposit: Volcano-ice interactions and the climatic implications of cold-based tropical mountain glaciation, *Icarus*, 84-109.

Kallianpur, K. and Mouginis-Mark, P.J., 2001, Slopes of Martian volcanoes, LPSC XXXII, 1258.

Keszthelyi, L.P. and Self, S., 1998, Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows, *Journal of Geophysical Research*, 103, 27447-27464.

Keszthelyi, L. and McEwen, A., 2007, Comparison of flood lavas on Earth and Mars, in *The Geology of Mars: Evidence from Earth-based analogs*, edited by M. Chapman, Cambridge University Press., 126-150.

Kilburn, C.R.J., 2000, Lava flows and flow fields, in *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson, Academic Press, San Diego, CA.

Kobayashi, D. and Sprenke, K.F., 2010, Geometric analysis of lineation patterns in the martian magnetic field, LPSC, 41th, 1452.

Lane, K.M.D., 2011, Geographies on Mars: Seeing and knowing the red planet, The University of Chicago Press.

Lillis, R.J., Dufek, J., Bleacher, J.E. and Manga, M., 2009, Demagnetization of crust by magmatic intrusion near the Arsia Mons volcano: Magnetic and thermal implications for the development of the Tharsis province, Mars, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185, 123-138.

Lipman, P.W., 1997, Subsidence of ash-flow calderas: relations to caldera size and magma-chamber geometry, *Bulletin of Volcanology*, 59, 198-218.

Marsh, B.D., 2000, Magma chambers, in *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson, Academic Press, San Diego, CA.

McCauley, J.F., Carr, M.H., Cutts, J.A., Hartmann, W.K., Sharp, R.P. and Wilhelms, D.E., 1972, Preliminary Mariner 9 report on the geology of Mars, *Icarus*, 17, 289-327.

Mcdonald, G.A., Abbott, A.T. and Peterson, F.L., 1983, Volcanoes in the Sea: The geology of Hawaii, University of Hawaii Press.

Moore, H.J. and Shcaber, G.G., 1975, An estimate of the yield strength of the Imbrium flows, LPSC, 6th, 101-118.

Moore, H.J., Arthur, D.W.G. and Schaber, G.G., 1978, Yield strengths of flows on the Earth, Mars, and Moon, LPSC, 9th, 3351-3378.

Morbidelli, A., Petit, J-M., Gladman, B. and Chambers, J., 2001, A plausible cause of the late heavy bombardment, *Meteoritics & Planetary Science*, 36, 371-380.

Morrissey, M. and Mastin, L.G., 2000, Vulcanian eruptions, in *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson, Academic Press, San Diego, CA.

Mouginis-Mark, P.J., 1981, Late-stage summit activity of martian shield volcanoes, *Proceedings of Lunar and Planetary Science*, 12B, 1431-1447.

Mouginis-Mark, P.J., 2002, Prodigious ash deposits near the summit of Arsia Mons volcano, Mars, *Geophysical Research Letters*, 29(16), 1-4.

Mouginis-Mark, P.J., 2003, New observations of the diversity of eruptions styles along the SW rift zone of Arsia Mons, Mars, Sixth International Conference on Mars, 3001.

Mouginis-Mark, P.J., Harris, A.J.L. and Rowland, S.K., 2007, Terrestrial analogs to the calderas of the Tharsis volcanoes on Mars, in *The Geology of Mars: Evidence from Earth-based analogs*, edited by M. Chapman,

Cambridge University Press., 71-94.

Murase, T. and McBirney, A.R., 1973, Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperature, *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), 3607-3612.

Neukum, G. and Wise, D.U., 1976, Mars-A standard crater curve and possible new time scale, *Science*, 194, 1381-1387.

Neukum, G. and Hiller, K., 1981, Martian Ages, *Journal of Geophysical Research*, 84, 3563-3592.

Neukum, G., Jaumann, R., Hoffmann, H., Hauber, E., Head, J.W., Basilevsky, A.T., Ivanov, B.A., Werner, S.C., van Gasselt, S., Murray, J.B., McCord, T. and The HRSC Co-Investigator Team, 2004, Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera, *Nature*, 432, 971-979.

Nichols, R.L., 1939, Viscosity of lava, *The Journal of Geology*, 47(3), 290-302.

Parfitt, E.A. and Wilson, L., 2008, Fundamentals of Physical Volcanology, Blackwell Publishing.

Parsons, R.L. and Head Ⅲ, J.W., 2004, Ascraeus Mons, Mars: Characterisation and interpretation of the fan-shaped deposit on its western flank, LPSC, XXXV, 1776.

Parsons, R.L. and Head Ⅲ, J.W., 2005, Ascraeus Mons fan-shaped deposit, Mars: Geological history and volcano-ice interactions of a cold-based glacier, LPSC XXXVI, 1139.

Peitersen, M.N. and Crown, D.A., 1999, Downflow width behavior of Martian and terrestrial lava flows, *Journal of Geophysical Research*, 104(E4), 8473-8488.

Peitersen, M.N., Foote, M., Humphries, R., MacInnis, C., Mazie, I., Trump, D. and Zimbelman, J.R., 2001, Geomorphometric analysis of an Ascraeus Mons lava flows: Implications for MGS images interpretation, LPSC

XXXII, 1472.

Pinkerton, H. and Norton, G., 1995, Rheological properties of basaltic lavas at sub-liquidus temperatures: laboratory and field measurements on lavas from Mount Etna, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68, 307-323.

Plescia, J.B., 1991, Graben and extension in northern Tharsis, Mars, *Journal of Geophysical Research*, 96(E3), 18883-18895.

Plescia, J.B., 2004, Morphometric properties of Martian volcanoes, *Journal of Geophysical Research*, 109, E03003.

Plescia, J.B. and Saunders, R.S., 1979, The chronology of the martian volcanoes, LPSC, 10th, 2841-2859.

Plescia, J.B. and Saunders, R.S., 1982, Tectonic history of the Tharsis region, Mars, *Journal of Geophysical Research*, 87(B12), 9775-9791.

Porter, S.C., 1972, Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii, *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), 3607-3612.

Posin, S.B. and Greeley, R., 1989, Effect of eruptive conditions on volcano morphology, LPSC XX, 862-863.

Riley, S., DeGloria, S.D. and Elliot, R., 1999, A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity, *International Journal of Science*, 5(1-4), 23-27.

Ritter, D. F., Kochel, R. C. and Miller, J. R., 2006, *Process Geomorphology*, 4th edition, Waveland Press.

Robbins, S.J., Di Achille, G. and Hynek, B.M., 2011, The volcanic history of Mars: High-resolution crater-based studies of the calderas of 20 volcanoes, *Icarus*, 211, 1179-1203.

Robinson, J.E. and Eakins, B.W., 2006, Calculated volumes of individual shield volcanoes as the young end of the Hawaiian Ridge, *Journal of*

Volcanology and Geothermal Research, 151, 309-317.

Roche, O. Druitt, T.H. and Merle, O., 2000, Experimental study of caldera formation, *Journal of Geophysical Research*, 105(B1), 395-416.

Scott, D.H. and Carr, M.H., 1978, The new geologic map of Mars (1:25 million scale), Technical report, USGS MIS, Map I-1083.

Scott, D.H. and Tanaka, K.L., 1980, Mars Tharsis region: Volcanotectonic events in the stratigraphic record, LPSC, 11th, 2403-2421.

Settle, M., 1979, The structure and emplacement of cinder cone fields, *American Journal of Science*, 279, 1089-1107.

Shean, D.E., Head Ⅲ, J.W., Fastook, J.L. and Marchant, D.R., 2007, Recent glaciation at high elevations on Arsia Mons, Mars: Implications for the formation and evolution of large tropical mountain glaciers, *Journal of Geophysical Research*, 112, E03004.

Shepard, M.K., Campbell, B.A., Bulmer, M.H., Farr, T.G., Gaddis, L.R. and Plaut, J.J., 2001, The roughness of natural terrain: A planetary and remote sensing perspective, *Journal of Geophysical Research*, 106(E12), 32777-32795.

Soderblom, L.A., Condit, C.D., West, R.A., Herman, B.M. and Kreidler, T.J., 1974, Martian planetwide crater distribution: Implications for geologic history and surface processes, *Icarus*, 22, 239-263.

Solomon, S.C. and Head, J.W., 1982, Evolution of the Tharsis Province of Mars: The importance of heterogeneous lithospheric thickness and volcanic construction, *Journal of Geophysical Research*, 87(B12), 9755-9774.

Sparks, R.S.J. and Pinkerton, H., 1978, Effect of degassing on rheology of basaltic lava, *Nature*, 276, 385-386.

Spudis, P.D. and Greeley, R., 1977, Volcanism in the cratered uplands of Mars: A preliminary Viking view, EOS Trans, AGU, 58, 1182.

Tanaka, K.L. and Scott, D.H., 1987, Geologic map of the polar regions of Mars, *U.S. Geologic Survey Miscellaneous Investigations Map*, I-1802-C, scale 1:15,000,000.

Tanaka, K.L., Golombek, M.P. and Banerdt, W.B., 1991, Reconciliation of stress and structural histories of the Tharsis region of Mars, *Journal of Geophysical Research*, 96(E1), 15617-15633.

Walker, G.P.L., 1973, Lengths of lava flows, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 274, 107-118.

Walker, G.P.L. and Croasdale, R., 1971, Two Plinian-type eruptions in the Azores, *Journal of the Geological Society*, London, 127, 17-55.

Walker, G.P.L., 1973, Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme, *Geologische Rundschau*, 62(2), 431-446.

Warner, N.H. and Gregg, T.K.P., 2003, Evolved lavas on Mars? Observations from southwest Arsia Mons and Sabancaya volcano, Peru, *Journal of Geophysical Research*, 108(E10), 5112.

Werner, S.C., 2005, Major aspects of the chronostratigraphy and geologic evolutionary history of Mars, Ph.D. Thesis, Freie Universität Berlin, 121-140.

Werner, S.C., 2008, The early martian evolution - Constraints from basin formation ages, *Icarus*, 195(1), 45-60.

Werner, S.C., 2009, The global martian volcanic evolutionary history, *Icarus*, 201, 44-68.

Wetherill, G.W., 1975, Late heavy bombardment of the moon and terrestrial planets, LPSC, 6th, 1539-1561.

Williams, H., 1941, Calderas and their origin, Bulletin of the Department of Geological Sciences, University of California Press.

Wilson, L. and Head, J.W., 1983, A comparison of volcanic eruption processes on Earth, Moon, Mars, Io, and Venus, *Nature*, 302,

663-669.

Wise, D.U., Golombek, M.P. and McGill, G.E., 1979, Tharsis Porince of Mars: Geologic sequence, geometry, and a deformation mechanism, *Icarus*, 38, 456-472.

Wood, C.A., 1980a, Morphometric evolution of cinder cones, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 387-413.

Wood, C.A., 1980b, Morphometric analysis of cinder cone degradation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 137-160.

Zimbelman, J.R., 1984, Geologic interpretation of remote sensing data for the martian volcano Ascraeus Mons, Ph.D. dissertation, Arizona State University, Tempe.

Zimbelman, J.R., 1985, Estimates of rheological properties for flows on the Martian volcano Ascraeus Mons, *Journal of Geophysical Research*, 90, D157-D162.

Zimbelman, J.R., 1998, Emplacement of long lava flows on planetary surfaces, *Journal of Geophysical Research*, 103, 27503-27516.

Zimbelman, J.R. and Edgett, K.S., 1992, The Tharsis Montes, Mars: Comparison of volcanic and modified landforms, *Proceedings of Lunar and Planetary Science*, 22, 31-44.

Abstract

A Study on The Forming Processes of Tharsis Montes, Mars

Jiyoon MOON
Department of Geography
The graduate school
Seoul National University

This study was conducted to estimate the forming processes of Tharsis Montes, which are representative volcanic region of Mars, with synthesizing the hypotheses of formation based on the characteristics of morphology and the previous analysis of chronology. First, four methodologies were used to figure out the characteristics of morphology, such as volcanic morphometry, caldera formation, surface roughness, and lava flow rheology. Then, the hypotheses of formation that would induce morphological differences were examined. Lastly, the hypotheses of formation and the previous analysis of chronology were considered together to estimate the forming processes of Tharsis Montes. The results of this study are following.

First, Ascraeus Mons has the tallest height, steepest the slope, largest volume, and roughest surface in Tharsis Montes. Arsia Mons has a single large caldera, which is the widest but shallowest one among the calderas of Tharsis Montes. Arsia Mons has the

highest viscosity of lava flow, whereas Pavonis Mons has the lowest.

Second, viscosity and continuous volcanic activity are the most effective factors to the morphology of volcano and surface roughness, following the results of examination of hypotheses. Thus, with continuous volcanic activity, the more viscous the volcanic material is, the steeper and rougher volcanoes are formed. Wide shallow caldera means that the magma chamber is large and close to surface because the caldera formation reflects the shape and depth of magma chamber. Furthermore, eruptive style of explosion and resurfacing activity also could be presumed by caldera formation. The explosive eruption makes wide caldera, and the active resurfacing forms shallow flat bottom of caldera. Viscosity and type of lava could be understood by the characteristics of lava flow rheology.

Finally, the hypotheses of formation above were considered with the results of contrasting chronologies, so that two scenarios of forming processes of Tharsis Montes were suggested. Here is the first scenario with the 1970~80's result of chronology: Tharsis Montes have been developed from south to north. There had been explosive and continuous eruptions at Arsia Mons in the earlier stages, and then the volcanic activities had been decreasing towards the north. At Ascraeus Mons, however, steep and large volcanic body was formed with the higher viscosity of erupted materials than that of Pavonis Mons. Second scenario is related to the 2000's result of chronology: The volcanic activity had been started in the order of Ascraeus Mons, Pavonis Mons, and Arsia Mons. There had been effusive eruptions that were relatively quiet at Ascraeus

Mons and Pavonis Mons, while Arsia Mons had been accompanied with explosive eruptions sometimes. Especially, vigorous volcanic activities at Arsia Mons had made shallow flat single caldera. It was not enough to fill the depth of caldera of Ascraeus Mons and Pavonis Mons, even though both of them had volcanic activities. As the general volcanic activities had been increasing towards the south, the erupted materials became to have higher viscosity, and it makes Arsia Mons larger than Pavonis Mons.

Previous researches attempted to figure out the forming order by the result of chronology or interpret the specific phenomena and morphology. However, this study is important to synthesize the morphological characteristics and chronologies for estimating the forming processes of Tharsis Montes. Nonetheless, the reason of why volcanic activities transferred from north to south or south to north and more detailed events of the forming processes remained to be solved through active explorations and further researches.

Keywords : Martian volcanism, Tharsis Montes, Terrain analysis, Forming process of volcano

Student Number : 2011-20135