Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Astronomia

Melissa de Andrade Nunes

Efeitos magnéticos de descargas elétricas em Marte

São Paulo
2021

Melissa de Andrade Nunes

Efeitos magnéticos de descargas elétricas em Marte

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Astronomia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel em Ciências.

Vertente: Pesquisa Básica.
Orientadores: Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira Trindade e Prof.ª Dr.ª Vera Jatenco Silva Pereira

São Paulo

2021

Dedico este trabalho a todos que morreram lutando por um mundo melhor e ao Schneider, o Alemão.

Agradecimentos

Ao meu amigo querido Gabriel Menezes, pelo apoio emocional que me forneceu nos momentos mais difíceis;

Aos meus amigos Pandora, Leonardo Fabricius, Fernanda Nogueira, Kethelin Parra, Willian Yuuiti, Felipe Corral, Carolina Moraes, Ingrid Beloto, Guilherme Leite e Rodrigo Schmitt, por tornarem essa jornada mais leve e envolvente, compartilhando os momentos de dificuldades e de conquistas;

Ao meu orientador Ricardo Trindade, por confiar em mim e compartilhar de meu entusiasmo;

A todos que lutam defendendo o desenvolvimento da ciência;

Aos meus pais, Nalú Rodrigues de Andrade Nunes e Valmir dos Santos Nunes, principalmente, por me darem todas oportunidades que eles mesmo nunca tiveram.

Esta tese/dissertação foi escrita em LaTeX com a classe IAGTESE, para teses e dissertações do IAG.

"*O sonho de um homem nunca tem fim.*"

Marshall D. Teach

Resumo

O campo magnético de Marte não possui componentes nucleares, porém apresenta diversas anomalias sem padrão dipolar espalhadas principalmente no hemisfério sul do planeta, com valores de magnetização crustal que são cerca de 100 vezes mais intensos que os observados na Terra. A distribuição de anomalias magnéticas marcianas pode ser explicada por diversos processos magnetizantes que possivelmente ocorreram após o cessar de seu dinâmo interno (e.g. impactos de meteoritos, hidrotermalismo, sismicidade, tectonismo e outros), porém, dificilmente explicariam suas intensidades.

Este trabalho tem como objetivo reintroduzir as descargas elétricas como um poderoso mecanismo de magnetização e discutir a possibilidade de serem responsáveis pelas intensidades magnéticas observadas na superfície marciana, apresentando os mecanismos atmosféricos que podem ser capazes de gerá-las em condições atmosféricas similares às de Marte.

Dois modelos de magnetização foram implementados, um para comparar a magnetização por raios em grãos de diferentes minerais ferromagnéticos com mesmo tamanho presentes em Marte, e o segundo para simular a magnetização da poeira marciana, baseada na composição dos Basaltos da Cratera de Gusev. Para o primeiro modelo obteve-se que descargas elétricas de $300kA$ são capazes de magnetizar $12,53$ vezes mais massa de magnetita que de pirrotita e $66,7$ vezes mais que a massa de hematita até $1000\frac{A}{m}$. Utilizando o modelo inomogêneo com composição baseada nas rochas mantélicas de Marte e os dados de taxa de raios anual do *Lightining Imaging Sensor Optical Transient Detector* (LIS-OTD) de regiões contidas nos desertos do Saara, Gobi e Patagônia, foi feita a estimativa de massa remanentemente magnetizada para um planeta com raio igual ao raio de Marte ($R_{Marte} = 3389,5km$) durante $0,5Myr$ nas regiões entre $45° - 90°N$ e $45° - 90°S$,

considerando a poeira atmosférica homogênea com espaçamento de $0,005mm$ entre grãos esféricos, assim obtendo para raios de $10kA$, $\approx 3461 \pm 170kg$ ao utilizar as informações do Saara, $\approx 7888 \pm 394kg$ com os dados de Gobi e $7588 \pm 754kg$ com os da Patagônia.

Abstract

The magnetic field of Mars does not have a nuclear component, although many magnetic anomalies without dipolar pattern are spread mostly in southern hemisphere of the planet, with crustal magnetization values that are about 100 times greater than those observed on Earth. The distribution of martian magnetic anomalies can be explained by several magnetizing phenomena that probaly ocurred after the inner dinamo ceased (e.g.: meteorite impacts, hydrothermalism, seismicity and tectonism), nonetheless, these mechanisms can hardly explain their intensities.

This work aims to reintroduce electrical discharges as a powerful magnetization mechanism and discuss the likelihood of this mechanism as responsible for the magnetic anomalies observed in the martian surface, and also showing the atmospheric mechanisms that can be able to generate them at atmospheric conditions similar to Mars.

Two magnetization models were implemented. The first was used to compare the remanent magnetization induced by lightning in same size grains of distinct ferromagnetic minerals present on Mars. The second one was used to simulate the marcian dust magnetization, based on the composition of basalts from the Gusev Crater. For the first model we obtained that electrical discharges with $300kA$ are capable to magnetize 12.53 times more magnetite mass than pyrrhotite's and 66.7 times more mass than hematite until $1000\frac{A}{m}$.

Using the inhomogeneous model with composition based on Mars' mantelic rocks and the Lightining Imaging Sensor Optical Transient Detector(LIS-OTD) flash rate of Sahara's, Gobi's and Patagonian desert, a remanent magnetization mass estimate was made. For a planet with same radius of Mars ($R_{Mars} \approx 3389.5km$) over $0.5Myr$ in regions between $45° - 90°N$ and $45° - 90°S$, supposing the atmospheric dust homogeneous with spherical grains spaced by $0.005mm$, finding for $10kA$ lightning $\approx 3461 \pm 170kg$ using Sahara's

informations, $\approx 7888 \pm 394kg$ using Gobi's database and $7588 \pm 754kg$ for Patagonian Desert flash data.

Lista de Figuras

1.1 Magnetização radial de Marte 20

4.1 Curvas de magnetização da magnetita. 33
4.2 Curvas de magnetização da pirrotita. 33
4.3 Curvas de magnetização da hematita. 33
4.4 Curvas de magnetização simuladas para a magnetita, pirrotita e hematita . 33
4.5 Mapas de magnetização de magnetitas, pirrotitas e hematitas. 34
4.6 Comparação entre magnetização de magnetitas, pirrotitas e hematitas . . . 35
4.7 Magnetização de poeira de composição inomogênea. 36
4.8 Mapa de eletricidade atmosférica terrestre. 38
4.9 Histogramas de atividade elétrica em desertos terrestres. 39
4.10 Curvas de magnetização de magnetita com e sem dissipação de campo magnético. 41

B.1 Mapas de magnetização da magnetita. 57
B.2 Mapas de magnetização da pirrotita. 58
B.3 Mapas de magnetização da hematita. 59

Lista de Tabelas

4.1 Parâmetros físicos dos minerais para as simulações. 32

4.2 Proporção de minerais utilizados no modelo inomogêneo. 36

4.3 Densidade de minerais ferromagnéticos. 37

4.4 Massas magnetizadas estimadas de magnetita, hematita e pirrotita. 37

4.5 Média anual da taxa de raios em desertos terrestres. 38

4.6 Número de grãos magnetizados na simulação do modelo inomogêneo. . . . 39

4.7 Estimativa de massa magnetizada usando dados elétricos de desertos terrestres. 40

Sumário

1. Introdução 19

2. Superfície e Poeira: A composição mineralógica marciana 23

2.1 As rochas de Marte 23

2.2 Poeira 24

3. A atividade elétrica em Marte 27

3.1 Redemoinhos de Poeira 28

3.2 Tempestades de Poeira 28

4. O efeito dos campos magnéticos gerados por descargas elétricas na magnetização remanente da poeira. 31

4.1 Grãos ferromagnéticos sem perdas dissipativas 31

4.2 Grãos inomogêneos sem perdas dissipativas 35

4.3 Cálculo de massa magnetizada 36

4.4 Modelo considerando dissipação energética 40

5. Discussão 43

6. Conclusões e Perspectivas 47

Referências 49

Apêndice 53

A. Cálculo da dedução da dispersão energética na magnetização de grãos ferromagnéticos 55

B. Mapas de magnetização 57

Capítulo 1

Introdução

Desde a obtenção de dados de momento de dipolo magnético pela Missão *Mars Global Surveyor* (MGS), o campo magnético e o magnetismo de Marte são profundamente estudados (Acuña et al., 1999). Apenas os dados são capazes de fornecer informações importantes sobre a distribuição espacial magnética, pois como exposto por Acuña et al. (1999), as anomalias magnéticas são bem mais presentes no hemisfério sul do planeta, principalmente na Região de Terra Sirenum($120° - 210°W, 30° - 85°S$), sem padrão dipolar e com anomalias pequenas e de baixa intensidade no Hemisfério Norte, mas muito intensas no sul do planeta, com fontes de momento de dipolo magnético de até $\approx 13 \times 10^{16} \frac{A}{m^2}$.

A partir dos dados fornecidos (NASA Planetary Data System, 2002), alguns autores utilizaram métodos potenciais para gerar mapas da magnetização e dos campos magnéticos, estimando as componentes esféricas de ambos e valores para seus limites superiores. Voorhies et al. (2002), utilizando a Análise de Fourier-Legendre, estimaram que as fontes dos campos magnéticos de Marte se estendem da superfície até $46km$ de profundidade, técnica e resultado similares aos de Langlais et al. (2004) que estimaram que as fontes estariam entre 18 e 40 km de profundidade, ou seja, a origem das fontes magnéticas marcianas seriam crustais, sem presença de campo magnético magneto-hidrodinâmico atual.

A ausência de um campo nuclear marciano implica na investigação da magnetização remanente crustal. Segundo Arkani-Hamed (2004) o campo interno de Marte pode ter existido durante o éon Noachiano, há mais de $3,8Gyr$, e ter cessado mesmo antes de seu final. Deste modo a magnetização crustal teria sido afetada por outros fenomênos para atingir a configuração atual (Figura 1.1). Um dos processos de magnetização mais estudados para se explicar a magnetização crustal marciana, é o processo de crateramento gerado pelos impactos de meteoritos. Gattacceca et al. (2007) observaram, ao estudar o

efeito das ondas de choque geradas por laseres de plasma, que simulam o efeito gerado em colisões de hipervelocidade, que impactos sucessivos em uma mesma região aumentam a componente de magnetismo remanente de choque (MRC) principalmente em grãos de baixa coercitividade, ou seja, com baixa capacidade de manter o magnetismo remanente quando expostos à um campo externo, mas o efeito magnetizante dos impactos parece ser existente apenas na presença de um campo magnético ambiental. Na ausência de tal o efeito observado é de desmagnetização da magnetização remanente natural (MRN) e das componentes secundárias, o também observado na condição anterior, mas sem o acréscimo da componente paralela de choque (Gattacceca et al., 2010). *Hellas*, *Argyre* e *Isidis* são as maiores bacias geradas por impacto em Marte e são exemplos de regiões desmagnetizadas, possivelmente pelo próprio processo de crateramente após o cessar do dinâmo (Arkani-Hamed, 2004), e assim como elas, especula-se que o norte do planeta teria sido desmagnetizado por um grande impacto sob mesmas condições magnéticas que as bacias (Hood et al., 2003).

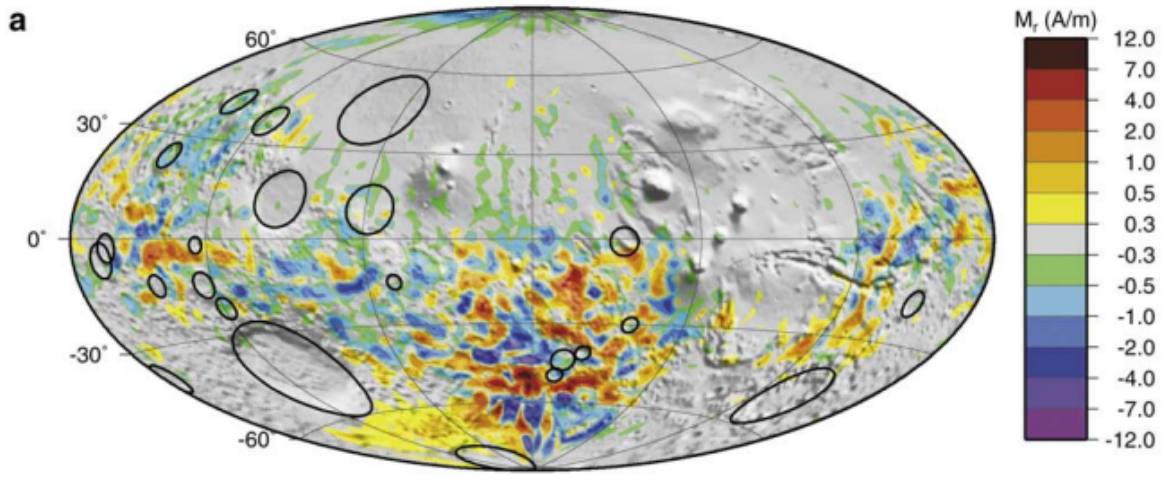

Figura 1.1: Mapa da magnetização radial de Marte em $\frac{A}{m}$. Retirada de Langlais et al. (2004).

A menos intensa, mas presente, magnetização do polo norte atenta os pesquisadores sobre a possível magnetização por efeitos hidrotermais, como ocorre em regiões glaciais terrestres com circulação subterrânea de água quente às regiões mais profundas da crosta (Hood et al., 2005), processo que também é conhecido por estar associado à formações de jazidas, inclusive no enriquecimento do mineral antiferromagnético pirrotita (Hood et al., 2003), que é presente em alguns meteoritos marcianos Shergottitos-Nahklitos-Chassignitos (SNC) (Rochette et al., 2001). O hidrotermalismo, então, poderia ser responsável por

uma magnetização mais profunda na crosta e pela presença da pirrotita que pode atingir magnetização de até aproximadamente $4.8 \times 10^3 \frac{A}{m}$ (Dunlop & Özdemir, 1997), podendo ser responsável por anomalias de diferentes polaridades e dimensões. Porém, dificilmente o processo em si estaria relacionado aos valores mais intensos de magnetismo marciano.

As anomalias de diferentes intensidades e polaridades podem também estar relacionadas com reversões de polaridade de um possível campo magnético ancestral (Rochette, 2006).O espectro magnético total ainda poderia ter sido amplamente distorcido pelo crescimento do bojo de Tharsis, com sua cadeia vulcânica, gerando intensa anomalia gravimétrica, com deriva polar que fixou o polo magnético em aproximadamente 60° (Arkani-Hamed, 2004; Hood et al., 2005).

Apesar dos processos discutidos serem plausíveis para elucidar as configurações de dipolos magnéticos encontrados na crosta de Marte, eles são insuficientes para explicar as suas intensidades, isso porque todos esses mecanismos magnetizantes dependem da existência de um campo magnético externo presente, que se for similar ao campo nuclear terrestre, será capaz de magnetizar as rochas na superfície em valores típicos que são cerca de duas ordens de grandeza menores que os observados em Marte, baseado nas taxas REM, que é a razão entre o magnetismo remanente natural (MRN) de uma rocha e seu magnetismo remanente isotermal de saturação (MRIs) (Rochette et al., 2006).

Um mecanismo natural capaz de gerar campos magnéticos independentes de outros campos externos é o fenômeno de descargas elétricas atmosféricas, pois gera campos magnéticos a partir das correntes elétricas incidentes (Sakai & Yonezawa, 2002) que são intensos o suficiente para magnetizar minerais até a saturação (Carpozen et al., 2012; Salminen et al., 2013), que no caso da magnetita é $\approx 500000 \frac{A}{m}$ (Dunlop & Özdemir, 1997). Porém, Salminen et al. (2013) identificaram experimentalmente que os efeitos de descargas elétricas nos minerais incluem aumento na MRIs, principalmente se os minerais estiverem previamente fragmentados.

Arias (2019) aponta a atividade elétrica em nuvens e redemoinhos de poeira como uma possível fonte importante para a magnetização de grãos pequenos de material ferromagnético soerguidos na atmosfera, que previamente seriam depositados pelas células convectivas.

Apesar da mudança de susceptibilidade magnética (χ) causada pela incidência elétrica, o valor alto da magnetização ($\vec{M}$) é devido aos intensos campos magnéticos gerados pelas

correntes elétricas (I) dos raios (Equação 1.1), que induz campos magnéticos moleculares ($\vec{H}$) nos sólidos (Equação 1.2), que variam com a distância de propagação ($\vec{r}$) do campo magnético originalmente gerado pela descarga elétrica (Griffiths & College, 1999):

$$\vec{M} = \chi \vec{H}, \tag{1.1}$$

$$\vec{H} = \frac{I}{2\pi r}\hat{r} : \tag{1.2}$$

Raios de polaridade negativa na Terra podem atingir em média $30kA$, enquanto um de polaridade positiva carrega em média $300kA$, capaz de aquecer a vizinhança em até $20000K$.

Mas mesmo com tão altas temperaturas, não são capazes de destruir os domínios magnéticos dos minerais, magnetizando regiões rochosas que abrangem poucos metros (Salminen et al., 2013).

Capítulo 2

Superfície e Poeira: A composição mineralógica marciana

Neste capítulo aspectos importantes da geoquímica e petrologia de Marte são revisados com finalidade de determinar os minerais ferromagnéticos que devem desempenhar um papel importante na modelagem da magnetização de poeira marciana induzida por descargas elétricas.

2.1 As rochas de Marte

Muitos trabalhos sobre a geoquímica de Marte são focados no estudo de crateras (e.g. Cousin et al, 2017, Edwards et al., 2017) pelo potencial de terem sido ambientes lacustres no passado, movimentando os interesses voltados à astrobiologia. Porém, a composição geoquímica e petrológica de rochas neste tipo de bacias podem não ser representativas em um contexto global, pois crateras são ambientes com materiais tanto do alvo, quanto do projétil, as rochas são afetadas pelas altas pressões dos impactos que são da ordem de dezenas de gigapascais (Louzada et al., 2007; Gattacceca et al., 2007, 2008), alterando rochas metamorficamente, gerando intrusões ígneas e feições típicas do processo de crateramento, como o molde da cratera transiente, o núcleo soerguido e as feições anelares típicas das maiores crateras, todas elas com a presença de *impact melts*, brechas no assoalho (parautócnes) e também interior das crateras (alóctones), *shatter cones*, entre outros (Yokoyama, 2013). Neste cenário, o que traz mais informação sobre o corpo-alvo, são as intrusões magmáticas; visto isso McSween et al. (2006) investigaram a composição dos basaltos da cratera de Gusev, tentando determinar quais deles podem ser intrínsecos da composição do magma de Marte e similares aos meteoritos Shergottitos. A alta presença

de olivina, que é um mineral de formação mantélica, domina de 20% a 30% da composição dos basaltos de Gusev, assim como rochas espalhadas pela superfície de Marte, que se assemelham com basaltos picritos terrestres, de comum formação em arcos vulcânicos, e também outras rochas que compõe a crosta oceânica da Terra (Ehlmann & Edwards, 2014), que é um bom indicativo que essas rochas tem composição típica dos magmas de Marte (McSween et al., 2006).

Um local menos afetado pelos meteoritos é *Meridiani Planum*, uma região plana, próxima ao equador marciano, que pode ser mais expressiva na representação da composição crustal de Marte. Há muitos registros de minerais precipitados como hematita cinza em esférulas e jarosita, principalmente encontradas em brechas, além de tefritos alterados por ácido (Nie et al., 2020). Outra forma de estudar a composição marciana se deve à presença de meteoritos provenientes de Marte na Terra, os Shergottitos-Nakhlitos-Chassignitos (SNC); McSween Jr. (1994) resume as características desses meteoritos, mostrando que os Shergottitos se assemelham mais com alguns basaltos, lherzolitos e hazburguitos, os nakhlitos são mais parecidos com rochas metamórficas como os dunitos, os chassignitos são mais similares aos clinopiroxênios e wehrlitos, e já o meteoro ALH8001 se assemelha com ortopiroxênios. Também nos SNC foram encontrados minerais ferromagnéticos como a pirrotita, magnetita e outras titanomagnetitas (Rochette et al., 2001).

2.2 Poeira

Analisando as tempestades de poeira soerguida em Marte nos anos de 1971 e 1972, Toon et al. (1977) observaram, utilizando os espectros fornecidos pelo Espectromêtro Interferométrico Infravermelho (IRIS) da espaçonave *Mariner 9*, a composição e distribuição dessas poeiras, observando nelas principalmente o argilomineral montmorilonita, material basaltíco e silicatos, com a interpretação de que este silicato não seria de origem ígnea, como esperado pela composição crustal de Marte, e por isso as rochas originárias das partículas devem ter passado por algum processo de diferenciação. Estudos mais recentes apontam a presença de óxidos de Ferro na composição da poeira marciana, com abundância em material férrico, palognite e óxidos de ferro em nanofase (Ehlmann & Edwards, 2014), Rochette et al. (2006) aponta que a poeira deve ter entre $10 - 20\%$ de ligas metálicas de Ferro e Níquel, juntamente com sulfetos, triolitos e magnetitas.

Apesar da crosta ser abundante em olivina, a poeira aparece esgotada no material soerguido, que pode ser consequência de uma diferenciação intempérica (Ehlmann & Edwards, 2014) e processos erosivos que possuem taxa estimada por Toon et al. (1977) de $\approx 7 \times 10^{-3} \frac{cm}{yr}$.

Capítulo 3

A atividade elétrica em Marte

Apesar de descargas elétricas nunca terem sido detectadas pelas missões espaciais em Marte, espera-se que elas existam em território marciano, pois são muito observadas em condições atmosféricas similares em regiões desérticas terrestres (Farrell et al., 1999; Aplin, 2006), também por causa da evidência direta da eletrificação de grãos de poeira que interagiram com a *Rover Sojouner* da missão espacial *Pathfinder* (Farrell et al., 1999), além da possibilidade de que o Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2), encontrado no solo marciano pela Missão *Viking*, tenha sido formado em processos eletroquímicos, como em clarões com emissões de radiação ultravioleta (Atreya et al., 2006). Diferentemente da Terra, os possiveis principais mecanismos de eletricidade atmosférica em Marte não devem estar relacionados à formação de hidrometeoros e suas colisões, mas há mecanismos similares de segregação de cargas em suas tempestades e redemoinhos de poeira (Farrell et al., 1999; Delory et al., 2006; Yair, 2012). A atmosfera de Marte possui muitas partículas de poeira vindas do solo, fenômeno que ocorre principalmente pelo processo eólico de suspensão, que similarmente ao mecanismo de saltação, remove grãos da superfície em trajetórias balísticas. No caso da suspensão, a turbulência vertical dos ventos interfere no movimento, carregando as partículas para maiores altitudes (White, 1979); os ventos marcianos podem admitir velocidades de $230\frac{m}{s}$, sendo necessários $30\frac{m}{s}$ para soerguir os grãos do solo (Melnik & Parrot, 1998). Por não ter um campo magnético nuclear, espera-se que a atmosfera de Marte tenha uma maior interação iônica com raios cósmicos do que a Terra (Aplin, 2006).

3.1 Redemoinhos de Poeira

Pequenas manifestações de tempestades de poeira, como em forma de redemoinhos, são ainda mais comuns (Delory et al., 2006). As partículas em saltação são capturadas pela vorticidade de redemoinhos, as colisões que ocorrem são importantes para estratificação das cargas em um mecanismo de triboeletrificação; grãos maiores tendem a permanecer positivamente carregados, já os grãos menores ficam negativamente carregados e soerguidos em maiores alturas (Delory et al., 2006), as partículas na parte superior do redemoinho possuem secções de choque que variam de $0,01\mu m$ a $0,1\mu m$, mas as que se encontram na parte inferior variam de $0,1$ a $1\mu m$ (Farrell et al., 1999). A segregação de cargas é responsável pela diferença de potencial dentro do mecanismo, que para se neutralizar, descarrega em forma de raio. Como em Marte a pressão atmosférica é inferior à terreste, estima-se que campos eletrostáticos de $2-300\frac{V}{cm}$ são necessários para iniciar o processo de colapso elétrico (Farrell et al., 1999). Redemoinhos marcianos podem ter diâmetros que variam de $6km$ até poucas dezenas de quilomêtros, que se similares com os terrestrem, devem ter densidade de carga da ordem de $10^6\frac{elétrons}{cm^3}$, com ventos similares aos de tempestades de raios, até 5 vezes mais rápidos que os encontrados em seu exterior, com vorticidades importantes para misturar e eletrificar as partículas, núcleos mais aquecidos que as regiões mais externas e uma concentração média de 10 partículas em um cm^3(Farrell et al., 1999).

3.2 Tempestades de Poeira

As tempestades de poeira de Marte podem crescer ao redor de núcleos de $500km$ de diâmetro, formadas entre 5 e 10 dias, e então se estender de modo a cobrir o planeta a alturas que estima-se que podem chegar até $40-50km$ em relação à superfície durante períodos que duram de 50 a 100 dias (Melnik & Parrot, 1998; Farrell et al., 1999). Como essas tempestades são locais na maior parte do tempo, Marte pode não conseguir sustentar um circuito global como há na Terra, e quando núcleos de tempestades menores com polaridades distintas se encontram, são capazes de se neutralizar mutualmente (Farrell et al., 1999). Os grãos observados por Toon et al. (1977) nas tempestades possuíam dimensões de alguns micrometros, variando de $1\mu m$ até $10\mu m$ em mistura aproximadamente uniforme das diferentes partículas, com densidade sugerida por Melnik & Parrot (1998) de $5\times10^6\frac{grãos}{m^3}$. Toon et al. (1977) estimaram que aquelas com $\approx 1\mu m$, sob pressão at-

mosférica de $5mb$, demorariam cerca de 50 dias para retornar ao solo, 10 vezes o tempo necessário para uma partícula de $10\mu m$ chegar ao solo, ambas inseridas em tempestades de poeira, que segundo Yair (2012), dominam regiões em Marte que variam de $100km^2$ até $1,6 \times 10^6 km^2$. A missão espacial *Mars Global Survayor* (MGS) (NASA Planetary Data System, 2002) foi capaz de detectar, em um intervalo de 9 meses, 783 tempestades de poeira, que ocorrem principalmente nas regiões polares e latitudes médias, mas também nas regiões mais elevadas do hemisfério norte (Yair, 2012), cobrindo os vulcões da região com poeira (Ehlmann & Edwards, 2014).

Na Terra, descargas elétricas também estão associadas a emissão de radiação, pela variação temporal de momento de dipolo elétrico ($\frac{dM}{dt}$) no interior das estruturas atmosféricas. No caso de raios nuvem-terra, as correntes elétricas se dão em pulsos, como exposto na Equação 3.1, em que $\alpha < \beta \approx 10^5 s^{-1}$. Essas correntes atigem máximos em aproximadamente $6 - 10\mu s$, e decaem durante cerca de $100s$ (Farrell et al., 1999).

$$I(t) = I_0(e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}). \tag{3.1}$$

Contudo, a eficiência dos processos elétricos que podem se manifestar em descargas elétricas ou clarões, dependem da eficiência dos processos segregativos em meio à convecção das tempestades, no caso de redemoinhos, o processo triboelétrico, e também de fatores atmosféricos como pressão e condutividade, que é preferencialmente positiva pela presença abundante de dióxido de carbono (CO_2) em Marte (Aplin, 2006).

Capítulo 4

O efeito dos campos magnéticos gerados por descargas elétricas na magnetização remanente da poeira.

Neste capítulo serão aprensentados dois diferentes modelos de magnetização induzidada por descargas elétricas na poeira ferromagnética. O primeiro será implementado para estudar as diferenças no comportamento magnético da magnetita, pirrotita e hematita, e o segundo é feito com objetivo de estimar a massa magnetizada por um raio. Um outro modelo, considerando dissipação energética no processo, é descrito para auxiliar eventuais aprimoramentos dos dois primeiros.

4.1 Grãos ferromagnéticos sem perdas dissipativas

Uma primeira tentativa de descrever a magnetização induzida por descargas elétricas em Marte é utilizar um modelo de magnetização ($\vec{M}$) pela distância ($\vec{r}$) ao centro de propagação do campo magnético gerado pelo raio sem considerar as perdas dissipativas no meio atmosférico e também por passar pelos grãos com processo de rotacionar os domínios magnéticos em direção paralela à propagação do campo. A temperatura média de Marte é $\approx 210K$ e a temperatura máxima pode atingir $293K$ (National Aeronautics and Space Administration, 2021), ou seja, a temperatura ambiental de Marte está no intervalo ($95 - 295K$) que permite que as susceptibilidades magnéticas dos minerais sejam contantes de acordo com Ritcher & Pluijm (1993). Podemos então descrever o problema utilizando o eletromagnetismo clássico a partir da Equação 4.1:

$$\vec{M} = \chi \vec{H}, \tag{4.1}$$

Onde χ é a susceptibilidade magnética, contante para o modelo, e $\vec{H}$ é o campo mo-

lecular induzido pelo campo magnético ($\vec{B}$) induzido pela corrente da descarga elétrica (I).

A Lei de Àmpere (Equação 4.2) fornece a dependência radial ($\vec{r}$) da magnetização que propõe-se a observar (Griffiths & College, 1999):

$$\vec{H} = \frac{2\pi I}{r} \tag{4.2}$$

Para tal modelo variou-se a intensidade da corrente elétrica do raio incidente entre os valores de $10kA$, $50kA$, $100kA$, $200kA$ e $300kA$.

Como as dimensões das partículas observadas em tempestades de areia por Toon et al. (1977) variam de $1\mu m$ a $10\mu m$, utiliza-se valores de secção de choque para a Magnetita ($Fe^{+2}Fe_2^{+3}O_4$), Pirrotita (Fe_7S_8) e Hematita (αFe_2O_3) concordantes com as observações. As susceptibilidades correspondente às dimensões escolhidas para gerar as curvas de magnetização (Tabela 4.1) da magnetita, pirrotita e hematita foram selecionadas a partir dos trabalhos de Heider et al. (1996), Dekkers (1987) e Peters & Dekkers (2003) respectivamente.

Tabela 4.1 - Parâmetros para calcular a magnetização dos grãos em tempestades de poeira.

Minerais	nº de domínios	secção de choque μm	susceptibilidade (SI)	$M_{sat}\frac{A}{m}$
Magnetita	5	6,3	3,94	480000
Pirrotita	3	6,3	1,54	50000
Hematita	1	6,3	0,30	2500

A quantidade de domínios para as secção de choque apresentadas na Tabela 4.1 foram determinados com base nos trabalhos de Worm et al. (1991), Menyeh & O'Reilly (1991) e Kletetschka et al. (2004), para a magnetita, pirrotita e hematita, respectivamente, e os valores de magnetização de saturação com base no livro *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers* de Dunlop & Özdemir (1997).

Utilizando um espaçamento médio entre partículas de $x = 0,005m$, obteve-se 199749 grãos para cada elemento de altura em $1km$ de distancia da fonte de propagação. As curvas para os minerais estão expostas na Figura 4.4.

Optou-se por utilizar o mesmo valor de secção de choque para os grãos de ambos materiais nesta etapa, para fazer a comparação direta entre a magnetização de cada mineral e discutir suas diferenças, e foi definido um valor de magnetização limite (M_{Lim}), de modo a

estimar o número de grãos gerados que apresentem apenas magnetização superior a $1000\frac{A}{m}$, auxiliando nos eventuais cálculos de massa magnetizada.

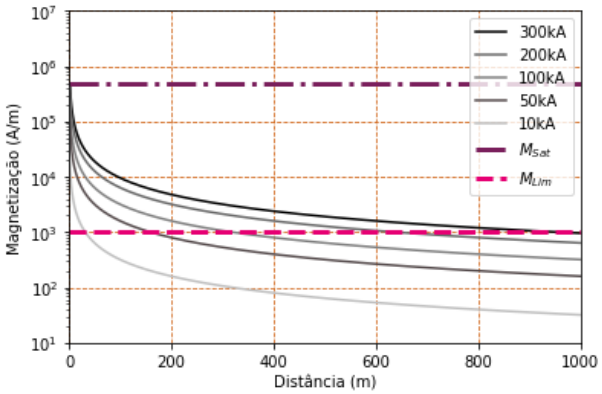

Figura 4.1: a: Curvas de Magnetização da magnetita, sua magnetização de saturação M_{Sat} e magnetização limite ($M_{Lim} = 1000\frac{A}{m}$).

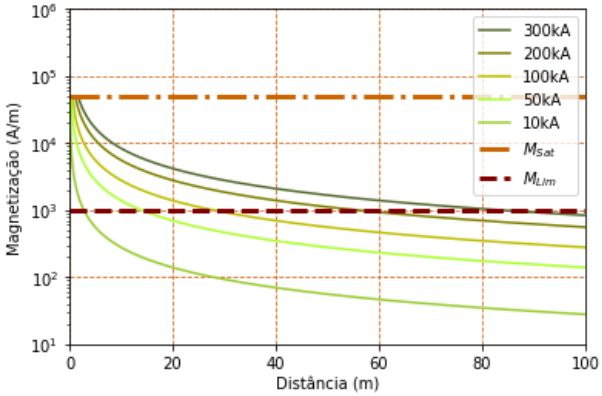

Figura 4.2: b:Curvas de Magnetização da pirrotita, sua magnetização de saturação M_{Sat} e magnetização limite ($M_{Lim} = 1000\frac{A}{m}$).

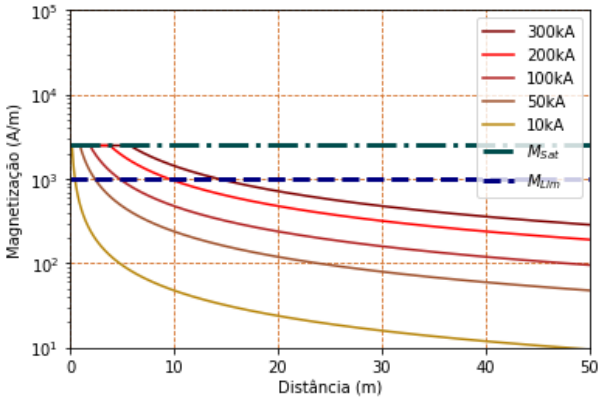

Figura 4.3: c:Curvas de Magnetização da hematita, sua magnetização de saturação M_{Sat} e magnetização limite ($M_{Lim} = 1000\frac{A}{m}$).

Figura 4.4: Curvas de magnetização simuladas para a magnetita (a), pirrotita (b) e hematita (c)

Na Figura 4.6 são comparadas as curvas de magnetização dos três minerais para uma

corrente elétrica de $300kA$ e na Figura 4.5 são exibidos os mapas de magnetização pela distância dos três minerais para descargas elétricas com $300kA$. Outros mapas comparando as magnetizações para diferentes correntes elétricas encontram-se no Apêndice B.

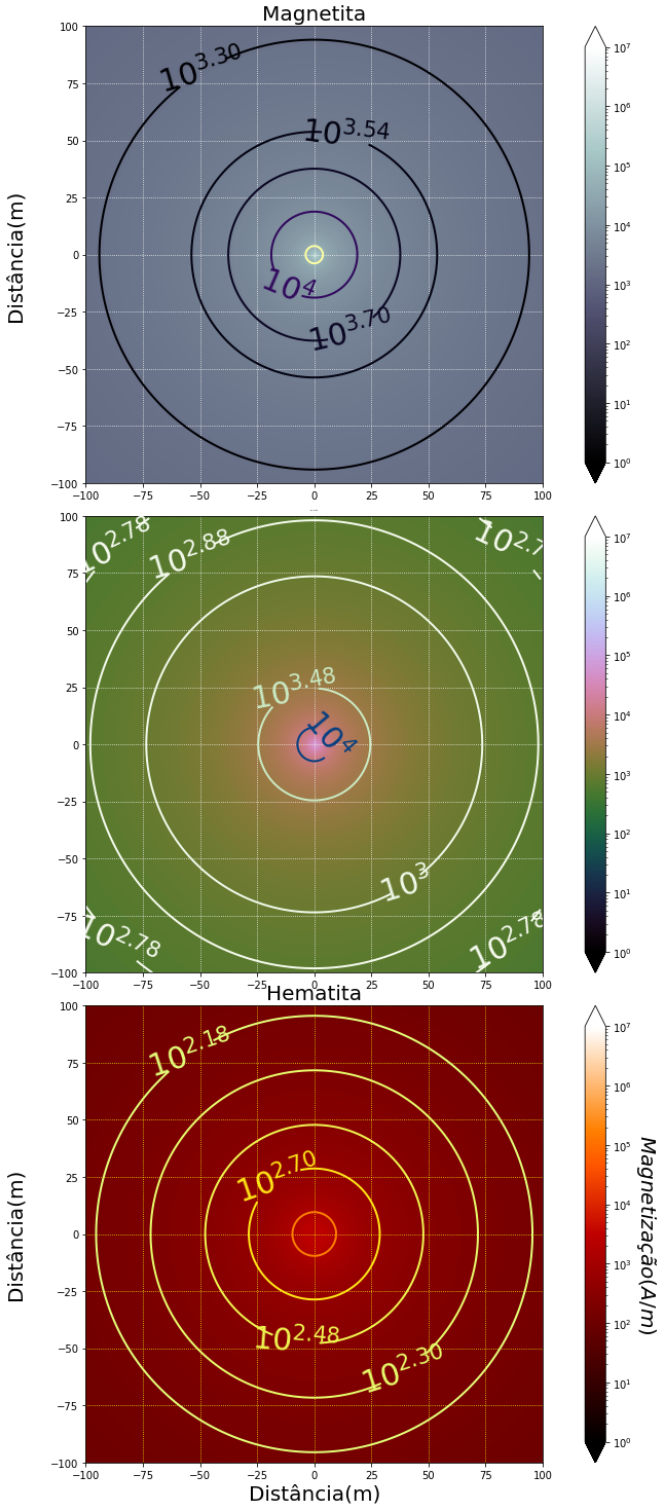

Figura 4.5: Comparação entre mapas de magnetização da Magnetita, Pirrotita e Hematita para raios com $300kA$ em uma região de $100m^2$.

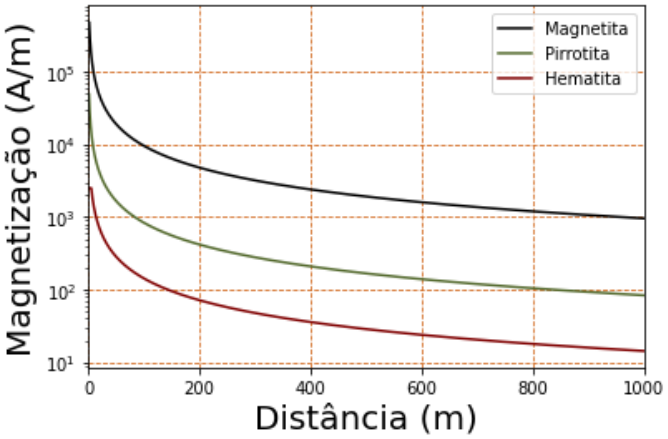

Figura 4.6: Simulação da magnetização induzida por correntes elétricas de $300kA$ em grãos de Magnetita, Pirrotita e Hematita.

As curvas de magnetização não são as mesmas para cada mapa, pois o comportamento da magnetização de cada mineral é muito diferente dentro de uma região de $100m^2$, a susceptibilidade dos grãos da hematita, por ser muito menor que as demais, infere em grãos pouco magnetizados.

4.2 Grãos inomogêneos sem perdas dissipativas

Para definir um modelo considerando uma disposição de grãos mais similar à composição dos basaltos da Cratera de Gusev, estudados por McSween et al. (2006), foi construído um cenário utilizando seus minerais, atentando para variações químicas ao passarem por processos erosivos e intempéricos (Tabela 4.2), e para implementar as diferenças mineralógicas no código, utilizou-se a função `np.random.choice()` da linguagem *Python*, obtendo as curvas apresentada na Figura 4.7.

A diferença deste modelo em relação ao outro antes implementado é a quantidade grãos ferromagnéticos, em que aqui obteve-se e, consequentemente, de massa que pode ser magnetizada remanentemente, pois esse seria um cenário composicional mais realista para um planeta com superfície predominantemente basáltica. Optou-se por fazer as simulações apenas com 5% de magnetita, pois variando para 1% e 10% não se observou muita diferença entre as curvas e a quantidade de grãos magnetizados até M_{Lim}.

Figura 4.7: Curva da magnetização remanente induzida nos grãos ferromagnéticos pela distância de propagação do campo magnético para o cenário construído com 5.0% de magnetita.

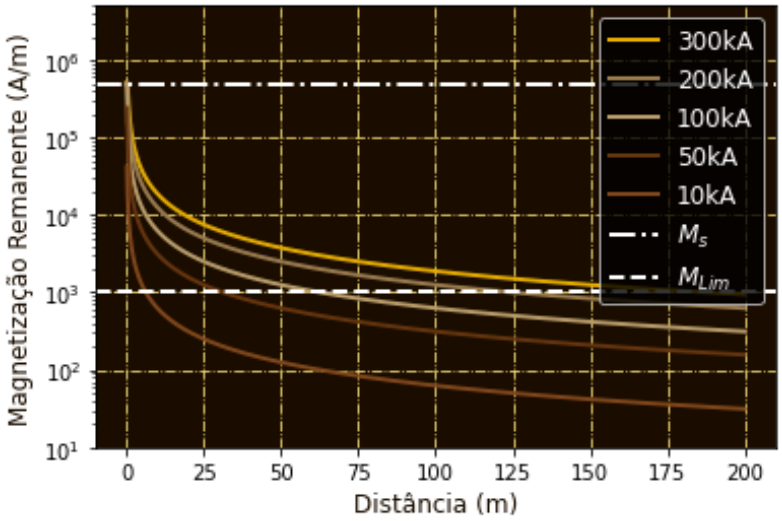

Tabela 4.2 - Proporção de minerais para o cenário simulado contendo poeira inomogênea.

Minerais	(%)
Magnetita	5,00
Olivina	2,00
Plagioclásio	40,00
Ortoclásio	30,00
Albita	5,00
Anortita	5,00
Diopsita	2,00
Hiperstênio	2,00
Fosterita	2,00
Faialita	3,00
Cromita	3,00
Ilminita	3,00
Apatita	3,00

4.3 Cálculo de massa magnetizada

Define-se aqui uma região com densidade uniforme de poeira, em que o espaçamento médio entre os grãos seja de $x = 0,005mm$, considerando um volume cilindríco em seu interior com raio $r = 200m$ e altura $H = 9km$. Os resultados das simulações expostas nas Seções 4.1 e 4.2 serão utilizados para estimar a massa magnetizada até $M_{Lim} = 1000\frac{A}{m}$ em

seus respectivos panoramas.

Considerando o caso hipotético de uma descarga elétrica filamentar de incidência vertical (z), o campo magnético é gerado segundo a Lei de Àmpere, com propagação azimutal (ϕ). A massa total (M_{TOTAL}) magnetizada remanentemente até M_{Lim} pode ser obtida a partir da Equação 4.3.

$$M_{TOTAL} = m \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{H} dz. \tag{4.3}$$

Para cada caso o número de grãos de poeira magnetizada foi calculado pelo código iterativo e a massa m, de um único elemento de área circular e de altura, foi estimada utilizando a densidade dos minerais (Tabela 4.3), assim como M_{TOTAL} e o número de grãos magnetizados até M_{Lim} por correntes diferentes em um raio de $200m$ obtidos através do modelo homogêneo (Tabela 4.4).

Tabela 4.3 - Densidade de minerais ferromagnéticos (Departamento de Petrologia e Metalogenia, 2021).

Mineral	Densidade ($\frac{kg}{m^3}$)
Magnetita	5200
Pirrotita	4500
Hematita	5200

Tabela 4.4 - Massas calculadas para um filamento de grãos ferromagnéticos (m) até $M_{Lim} = 1000\frac{A}{m}$ e as massas totais (M_{Total}) ao generalizar o resultado integrando na área do cilindro com altura de $9km$. Os números de grãos se referem a um único elemento de área circular.

	Magnetita			Pirrotita			Hematita		
Corrente (A)	Nº grãos	$m(kg)$	$M_{Total}(kg)$	Nº grãos	$m(kg)$	$M_{Total}(kg)$	Nº grãos	$m(kg)$	$M_{Total}(kg)$
10	6358	3,46E-08	1,96E-03	556	2,77E-09	1,57E-04	95	5,17E-10	2,92E-05
50	31790	1,73E-07	9,78E-03	2781	1,38E-08	7,80E-04	476	2,59E-09	1,47E-04
100	63581	3,46E-07	1,96E-02	5563	2,77E-08	1,57E-03	953	5,19E-09	2,94E-04
200	127163	6,93E-07	3,92E-02	11126	5,53E-08	3,13E-03	1907	1,04E-08	5,87E-04
300	190745	1,04E-06	5,88E-02	16690	8,30E-08	4,69E-03	2861	1,56E-08	8,81E-04

Para fazer uma estimativa global, o resultado do modelo inomogêneo foi utilizado, considerando um planeta hipotético perfeitamente esférico com o raio igual ao de Marte ($R_{Planeta} = R_{Marte} = 3389,5km$), com base nos dados do *Lightining Imaging Sensor* (LIS) (Albrecht et al., 2016) utilizando o *Optical Transient Detector* (OTD) (Albrecht et al., 2016) obtidos durante os anos de 1994 e 2005, entre as latitudes terrestres de $60°N$ e $60°$(Figura 4.8), ao se utilizar os dados referentes às regiões inseridas no Deserto do Saara ($18°45'00"N - 28°15'00"N$, $4°45'00"E - 18°15'00"E$), do Deserto de Gobi ($39°45'00"N -$

$45°15'00"N$, $99°45'00"E - 109°15'00"E$) e do Deserto da Patagônia ($39°45'00"S - 44°45'00"S$, $69°45'00"W - 66°15'00"W$).

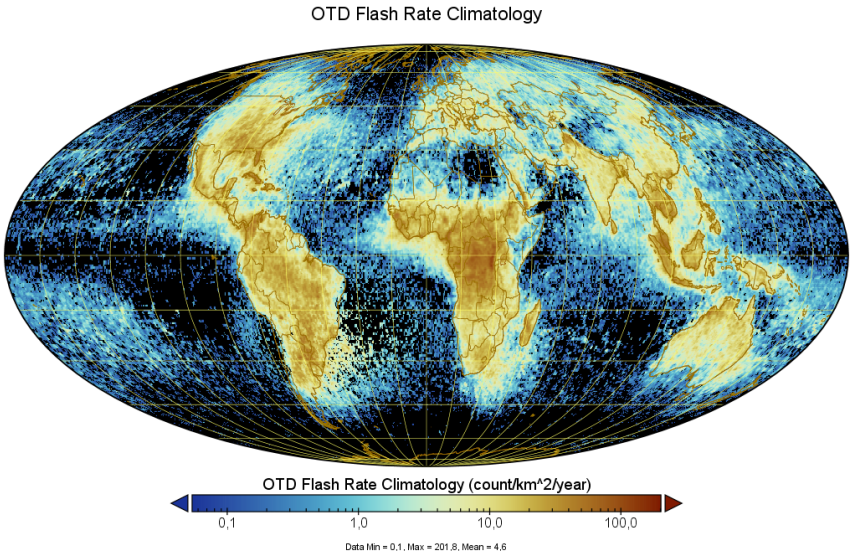

Figura 4.8: Taxa anual de raios km^2 obtidos pelo instrumento OTD do *Lightning Imaging Sensor*. (Cecil, 2001).

As médias das taxas anuais de raios obtida para cada região estão presentes na Tabela 4.5, suas incertezas foram determinadas a partir do desvio padrão de cada amostra selecionada.

Tabela 4.5 - Média anual da taxa de raios em desertos terrestres.

Região	Média de raios ($yr^{-1}km^{-2}$)
Saara	$0.872 \pm 0,043$
Gobi	$1,538 \pm 0,099$
Patagônia	$1,91 \pm 0,19$

Devido a frequência dos dados utilizados, procurou-se determinar a distribuição que melhor os define (Figura 4.9), porém, como consequência da baixa qualidade dos ajustes, os coeficientes para o ajuste da distribuição de Poisson foram extraídos com baixa confiabilidade, sendo necessário revisar o procedimento análitico. Para tal tentativa, obteve-se que valor esperado de ocorrência de raios (λ), que para os dados do Saara é $\sim 0,7885$, $\sim 1,8425$ para Gobi e $\sim 1,6204$ para a Patagônia.

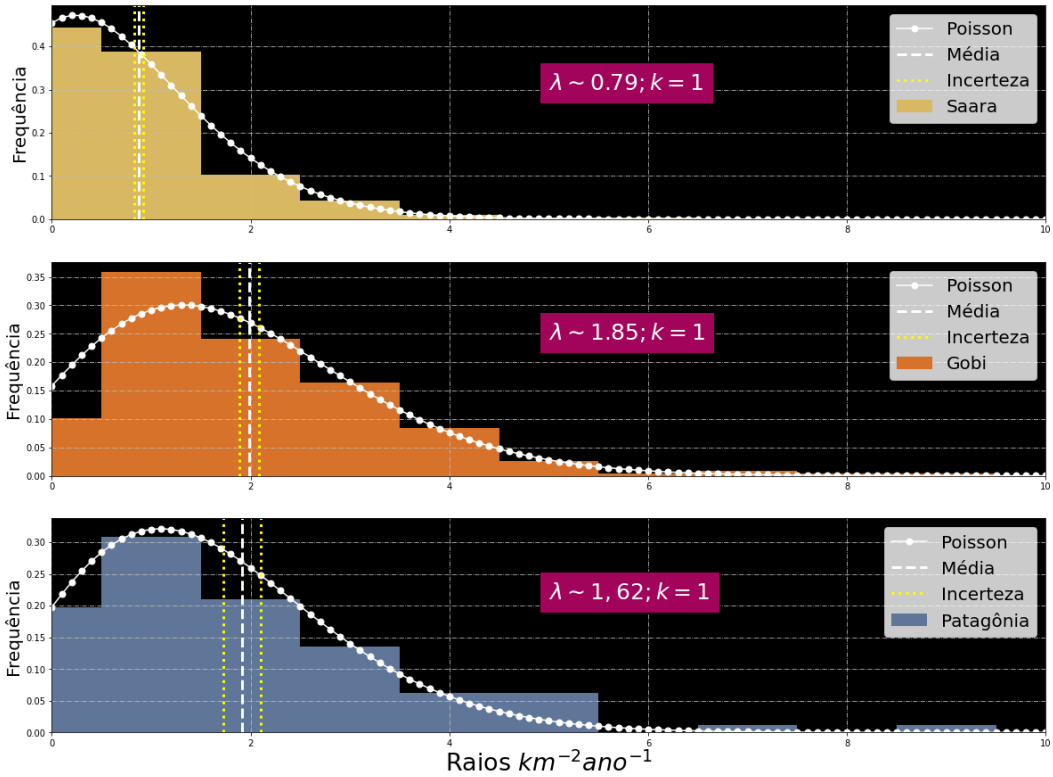

Figura 4.9: Histogramas dos dados de taxa anual de raios por km^2 utilizados do LIS-OTD, respectivamente do Deserto do Saara, Deserto de Gobi e Deserto da Patagônia.

O cálculo de massa magnetizada (M_{Pl}) (Equação 4.4) é feito considerando incidência de raios por ano e unidade de área($\bar{N}_{Raios}$) apenas entre $45° - 90°N$ e $45° - 90°S$, utilizando o resultado do modelo inomogêneo para massa magnetizada (M) contendo 5% de magnetita, a partir do número de grãos magnetizados até M_{Lim} (Tabela 4.6) e em um período de tempo de $\Delta t = 0,5Myr$.

Tabela 4.6 - Grãos magnetizados até $1000\frac{A}{m}$ para cada intensidade de corrente elétrica.

Corrente (kA)	Nº Grãos
10	106
50	516
100	952
200	1960
300	2923

$$M_{Pl} = M \times \bar{N}_{raios} \times \Delta t \times 4\pi R_{Pl}^2 \int_{\frac{\pi}{4}}^{\frac{\pi}{2}} sen\theta d\theta \tag{4.4}$$

Os valores obtidos para cada um dos cenários encontram-se na Tabela 4.7

Tabela 4.7 - Massa magnetizada de poeira contendo 5% de magnetita ao longo de $0,5Myr$ para diferentes correntes elétricas.

Corrente (kA)	M_{Saara} (kg)	M_{Gobi} (kg)	$M_{Patagônia}$ (kg)
10	$(125,5 \pm 6,2)$	(286 ± 14)	(611 ± 30)
50	(611 ± 30)	(1392 ± 70)	(1339 ± 133)
100	(1127 ± 55)	(2568 ± 128)	(2471 ± 246)
200	(2321 ± 55)	(5289 ± 264)	(5087 ± 506)
300	(3461 ± 170)	(7888 ± 394)	(7588 ± 754)

4.4 Modelo considerando dissipação energética

Os modelos apresentados anteriormente nas Seções 4.1 e 4.2 não incluem dissipações energéticas do campo magnético ao atravessar em meio atmosférico, ou ao passar nos materias cristalinos. Aqui será apresentada uma alternativa para incluir um termo de dissipação energética nas rotinas anteriores.

A energia armazenada em campos magnéticos gerados por uma corrente está expresso na Equação 4.5 (Griffiths & College, 1999):

$$E_{MAG} = \frac{1}{2\mu_0} \int B^2 d\tau, \tag{4.5}$$

onde τ é o elemento de volume do globo.

Considerando que a perda energética em meio a atmosfera seja desprezível, para este modelo objetiva-se avaliar a dissipação da energia do campo magnético ao magnetizar os grãos ferromagnéticos, ou seja, se a interação do campo com as redes cristalinas de tais grãos infere em sua capacidade magnetizante.

Jiles & Atherton (1984) deduziram que a energia para rotacionar domínios magnéticos é dada pela Equação 4.6. Detalhes da dedução encontram-se no Apêndice A.

$$E_{dis} = \int_0^x \frac{n\vec{\mu}.\mu_0}{2}(\vec{H} + \alpha\vec{M})(1 - cos\theta)Adx, \tag{4.6}$$

onde $\vec{\mu}$ é o momento de dipolo magnético do mineral, μ_0 é a permeabilidade no vácuo, $\vec{B}$ é o campo magnético, $\vec{H}$ é o campo magnético molecular, n é o número de domínios da partícula, A é área dos domínios, θ é o ângulo de inclinação dos domínios em relação à direção de $\vec{B}$, x é a distância percorrida na rotação dos domínios e α é o coeficiente do

campo molecular que depende da estrutura cristalina de cada mineral.

Com base na Equação 4.6 um novo código foi elaborado para avaliar o comportamento da magnetização pelos campos magnéticos, agora considerando a dissipação energética e imprimindo a direção variável dos domínios de cada grão em θ, gerando valores para os ângulos usando a função `random.uniform()` da linguagem *Python*, porém sem conhecer o valor de α não foi possível determinar o comportamento exato da curva. Antes de trabalhar com este modelo é necessário determinar α, relativo aos grãos com dimensões típicas dos observados na atmosfera de Marte, a partir de experimentos, o obtendo através das curvas de histerese dos minerais. Ao utilizar o mesmo valor que o utilizado por Jiles & Atherton (1984) ($\alpha = 0.0033$) para grãos de apenas magnetita, nas mesmas condições que as utilizadas previamente no primeiro modelo, obteve-se curvas praticamente concordantes, tanto para o modelo sem dissipação, quanto para o dissipativo (Figura 4.10).

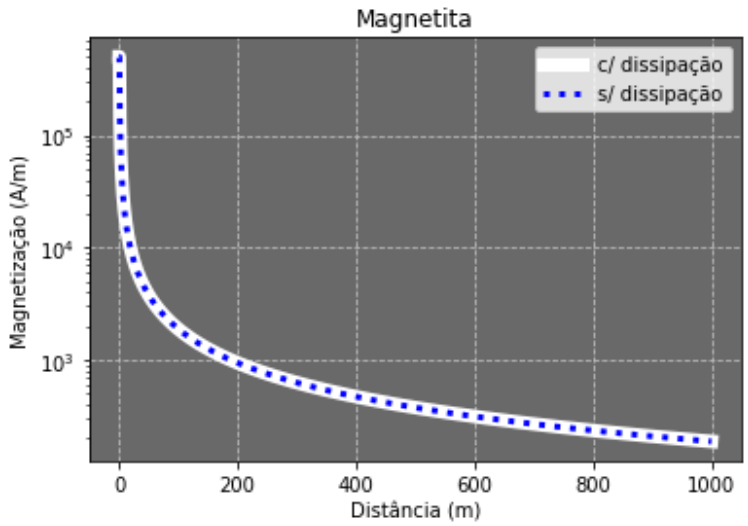

Figura 4.10: Curvas geradas para o modelo de magnetização sem dissipações energéticas e para o modelo incluindo dissipações para um raio de $300kA$.

O valor médio do campo magnético dissipado obtido aos passar pelos 199998 grãos gerados para $1km$ foi de $5,6754 \pm 0,0026 \times (10^{-22})T$, e o campo total dissipado foi $\sim 1,33 \times 10^{-16}T$ que é $\approx 2,79 \times (10^{-18})$ vezes o valor do campo magnético ao percorrer $1000m$, sendo que o valor, sem considerar as dissipações, é $B \approx 592,15T$ na origem.

Capítulo 5

Discussão

Nos modelos apresentados supõe-se diversas condições mais simplificadas do que seriam cenários realistas:

- Em todos os casos as simulações foram feitas considerando raios inseridos em um ambiente com concentração de grãos homogênea, sem variação do espaçamento entre eles, do diâmetro das partículas e consequentemente da quantidade de seus domínios e susceptibilidades;
- Os raios são considerados como filamentos de corrente elétrica sem espalhamento, como se espera de um mecanismo gerado por avalanches de elétrons (Cooray, 2014) ou reflexões ao longo da superfície e ionosfera. Os efeitos da radiação emitida também são desconsiderados;
- Os grãos são supostos esféricos, ou seja, sem anisotropia magnética, assim como sem direção de movimento preferencial;
- As variações de temperatura devido aos pulsos elétricos não são consideradas.

No modelo homogêneo a utilização de grãos esféricos com mesma secção de choque foi intecionada para comparar o comportamento de cada mineral avaliado. Em todos os casos optou-se por não variar o tamanho dos grãos e seus espaçamentos, para uma primeira avaliação mais objetiva, considerando que ao incluir tais variações, deve-se também gerar dados seguindo uma distribuição probabilística que descreva bem o comportamento, em termos de turbulência, dos grãos inseridos nos redemoinhos e tempestades de poeira; a variação de suas dimensões implica também na alteração de domínios e susceptibilidade magnética, aumentando o tempo requerido para executar as simulações em seus diferentes

cenários. Obteve-se, então, que raios de $300kA$ são capazes de magnetizar, até $M_{Lim} = 1000\frac{A}{m}$, $12,53$ vezes mais massa de magnetita do que de pirrotita, e $66,7$ vezes mais do que a massa magnetizada, neste limite, de hematita.

Apesar da presença de hematita na superfície de Marte evidenciada por imageamento e de pirrotita nos meteoritos SNC, o mineral ferromagnético que aparece presente no regolito marciano, com base em Rochette et al. (2006) é a magnetita. Ao considerar, então, 5% de magnetita presente na poeira suspensa em Marte obteve-se, utilizando os dados de eletricidade elétrica do Deserto de Gobi para $300kA$, o valor de $7887,64 \pm 393,94kg$ de massa magnetizada até o limite adotado, porém, além das simplificações supostas nos modelos apresentados, é necessário incluir na discussão demais fatores importantes nesta estimativa abrangente; sabe-se que raios podem magnetizar material ferromagnéticos independentemente de um campo externo, mas além de nunca terem sido diretamente detectados, há outros mecanismos em Marte que são capazes de desmagnetizar o material previamente magnetizado, como os impactos de meteoritos, e também, um intervalo de tempo muito longo é utilizado na estimativa final, mas as condições atmosféricas de grande escala também variam ao longo do tempo, e há $0,5Myr$ o panorama climático em Marte pode não ser o mesmo que o atual.

É importante avaliar um mecanismo que seja capaz de gerar as anomalias que são observadas na superfície de Marte, pois grãos em tempestades e redemoinhos, mesmo que intensamente magnetizados, podem percorrer trajetórias distintas e serem depositados aleatoriamente, porém, se existirem anomalias remanentes pré-existentes na superfície, como resquícios de uma magnetismo térmico adquirido na presença de um dínamo anscestral, elas são capazes de realinhar os grãos depositados concordantemente com seus campos propagados. Este mecanismo é conhecido como Magnetismo Remanente pós-Deposicional (MRDp) que para grãos ferromagnéticos esféricos é classicamente descrito pela Equação 5.1 em que θ é o ângulo entre a magnetização do grão (m) e o campo magnético da fonte (B_0), Ω é o momento de inércia da partícula (Equação 5.2), dependente da densidade do grão (ρ) e de seu diâmetro (d), com isso o primeiro termo descreve a resitência inercial à aceleração angular, enquanto o segundo termo descreve o arrasto viscoso entre a partícula e o meio viscoso em que está inserida, em que β (Equação 5.3) depende do diâmetro do grão e da viscosidade do meio (η), e o último termo corresponde ao alinhamento entre campo magnético e magnetização do grão (Butler, 2004).

$$\Omega\left(\frac{d^2\theta}{dt^2}\right) + \beta\left(\frac{d\theta}{dt}\right) + mB_0 sen\theta = 0. \tag{5.1}$$

$$\Omega = \frac{\pi d^5 \rho}{60}. \tag{5.2}$$

$$\beta = \pi d^3 \eta. \tag{5.3}$$

Porém, a Equação 5.1 não reproduz perfeitamente as observações experimentais por causa dos torques gravitacionais exercidos sobre cada partícula. Grãos com menos de $1\mu m$ são mais afetadas na interação com o meio viscoso, pela energia térmica do movimento das particulas do meio (Butler, 2004). Já grãos $> 10\mu m$ são mais afetados por torque mecânicos, mas eles ainda podem se realinhar com o campo magnético, mesmo abaixo de camadas de sedimentos não compactadas (Dunlop & Özdemir, 1997). Tais modelos de TRDp podem ser essenciais para elucidar uma hipótese que indica a magnetização de material suspenso na atmosfera como fonte de das anomalias magnéticas mais intensas no território marciano.

Uma forma de representar melhor a magnetização deposicional é através da Lei de Langevin, que compara a MRDp com seu valor de saturação ($MRDp_S$), com $x = \frac{mH}{kT}$, onde T é a temperatura e k é a constante de Boltzmann.

$$\frac{MDRp}{MDRp_s} = \left(\frac{1}{x}\right) ln\left(\frac{sinhx}{x}\right) \tag{5.4}$$

Deste modo, $MDRp_S$ é o máximo de magnetização à ser obtido, se as inclinações dos grãos forem completamente alinhados com o campo externo.

Considerando, então, os resultados deste trabalho, seria possível que grãos intensamente magnetizados por descargas elétricas tenham sidos depositados, se alinhando regionalmente com anomalias magnéticas mais fracas e pré-existentes na crosta marciana, porém, o comportamento do alinhamento dos grãos gerados nas simulações em relação aos valores de campo magnético observados em Marte, que possui intensidade máxima de $650nT$, ainda deve ser determinado.

Capítulo 6

Conclusões e Perspectivas

Neste trabalho foram apresentados dois modelos de magnetização, o primeiro foi utilizado para comparar a intensidade dos minerais ferromagnéticos que estão presentes na superfície, poeira e meteoritos marcianos, ao serem submetidos às descargas elétricas. Baseado nas curvas simuladas, obteve-se um resultado indicando a predominância da magnetita como componente ferromagnético mais expressivo entre os três minerais estudados, e a hematita, já muito limitada por sua magnetização de saturação de $2500\frac{A}{m}$, possui aderência à magnetização muito inferior que os demais materiais estudados. O segundo modelo com grãos simulados idealizando condições similares às observadas na poeira marciana e com base na composição de basaltos mantélicos da Cratera de Gusev, com finalidade de mensurar a massa que seria magnetizada remanentemente por raios com $9km$ de extensão em um planeta ficticio com diâmetro similar ao marciano durante $0,5Myr$ e utilizando dados recentes de atividade elétrica de regiões desérticas da Terra, atingiu o valor máximo de $7888 \pm 394kg$ para correntes elétricas de $300kA$. A partir dos modelos teóricos estudados obteve-se que raios podem magnetizar minerais até as suas saturações, que para os três minerais estudados são bem mais intensas que magnetização de $\pm 12\frac{A}{m}$ estimada por Langlais et al. (2004) como limite superior da magnetização crustal de Marte. Porém, diversas condições que podem variar essas estimativas devem ser consideradas com avaliação estatística mais rigorosa. Os modelos devem ser revistos e aprimorados, envolvendo as variações de dimensões dos grãos, que implicam em mudanças na quantidade de seus domínios e susceptibilidade magnética, pretende-se determinar experimentalmente o parâmetro α, relativo ao acoplamento cristalino e à interação de domínios, para implementar a dissipação energética nos modelos.

Simulações de amostras devem ser também implementadas, para variar os parâmetros

relacionados à atividade elétrica em regiões desérticas terrestres. Além de efetuar o desenvolvimento do código, pretende-se selecionar amostras terrestres para serem pulverizadas e submetidas às descargas elétricas no Laboratório de Descargas Atmosféricas do Instituto de Energia e Meio Ambiente da USP (IEE-USP), que devem ser estudas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) , utilizando o Magnetômetro *Spinner JR-6* automatizado, que faz medições individuais das amostras, variando a posição para obter o vetor de magnetização remanente e determinar as variações na magnetização de saturação no material. As amostras selecionadas pertencem aos grupos de rochas ultramáficas vesiculares (Ilha de Trindade - ES), *Pillow Lavas* e basaltos ultramáficos e picritos (Planalto da Serra - MT) e demais basaltos (Vista Alegre - RJ), selecionados com base na composição geoquímica marcianas apresentada nos trabalhos de Edwards et al. (2017); Cousin et al. (2017); Nie et al. (2020); McSween et al. (2006); McSween Jr. (1994) e da revisão de Ehlmann & Edwards (2014), que devem ser estudas para observar o efeito das descargas elétricas em suas magnetizações de saturação e demais parâmetros magnéticos.

Referências Bibliográficas

Acuña M., Connerney J., Ness N., Lin, R.P. and Mitchell, D. and Carlson, C.W. and McFadden, J. and Anderson, K.A. and Reme H. and Mazelle, C. and Vignes, D. and Wasilewski, P. and Cloutier, P. 1999, Science, 284, 790:793

Albrecht R. I., Goodman S. J., Buechler D. E., Blakeslee R. J.and Christian H. J., 2016, Bulletin of the American Meteorological Society, 97(11), 2051:2068

Aplin K., 2006, Surveys in Geophysics, 27, 63:108

Arias F., 2019, An atmospheric mechanism for generation of crustal magnetism on Mars. `http://hdl.handle.net/2117/133582`

Arkani-Hamed J., 2004, Journal of Geophysical Research: Planets, 109

Atreya S. K., Wong A., Renno N., Farrell, W. M. and Delory, G.T. and Sentman, D.D. and Cummer, S.A. and Marshall, J.R. and Rafkin, S.C.R. and Catling, D.C. 2006, Astrobiology, 6, 439:450

Butler R., 2004, Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Edição Eltrônica: https://www.geo.arizona.edu/Paleomag/

Carpozen L., Weiss B., Gilder S., Pommiear, A. and Hart, R.J. 2012, Journal Geophysical Research, 117

Cecil D. J., 2001, LIS/OTD 0.5 Degree High Resolution Full Climatology (HRFC), `https://ghrc.nsstc.nasa.gov/hydro/details/lohrfc`

Cooray V., 2014, The Lightning Flash, 2 edn. IET Power and Energy Series 69, CPI Group Ltd.

Cousin A., Sautter V., Payré V., Forni, O. and Mangold, N. and Gasnault, O. and Le Deit, L. and Johnson, J. and Maurice, S. and Salvatore, M. and Wiens, R.C. and Gasda, P. and Rapin, W. 2017, Icarus, 288, 265:283

Dekkers M., 1987, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 52, 376:393

Delory G., Farrell W., Atreya S., Renno, N.O., Wong, A., Cummer, S.A., Sentman, D.D., Marshall, J.R., Rafkin, S.C.R., Catling, D.C. 2006, Astrobiology, 6, 451:462

Departamento de Petrologia e Metalogenia 2021, Museu de Minerais, Minérios e Rochas Heinz Ebert, `https://museuhe.com.br`

Dunlop D., Özdemir d., 1997, Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge Studies in Magnetism, Cambridge University Press

Edwards P. H., Bridges J. C., Wiens R., Anderson, R. and Dyar, D. and Fisk, M. and Thompson, L. and Gasda, P. and Filiberto, J. and Schwenzer, S. P. and Blaney, D. and Hutchinson, I. 2017, Meteoritics & Planetary Science, 52, 2931:2410

Ehlmann B., Edwards C., 2014, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 42, 291:315

Farrell W. M., Kaiser M. L., Desch M. D., Houser J. G., Cummer S. A., Wilt D. M., Landis G. A., 1999, Journal of Geophysical Research: Planets, 104, 3795:3801

Gattacceca J., Lamali A., P. R., Boustie, M. and Berthe, L. 2007, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 162, 85:98

Gattacceca J., Berthe L., Vadeboin F., Boustie M., P. R., De Resseguier T., 2008, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 166, 1:10

Gattacceca J., Boustie M., Lima E., Weiss B.P. and de Resseguier, T., Cuq-Lelandais, J.P. 2010, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 182, 42:49

Griffiths D., College R., 1999, Introduction to Electrodynamics. Pearson

Heider F., Zitzelsberger A., Fabian K., 1996, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 93, 239:256

Hood L., Richmond N.C.and Pierazzo E., Rochette P., 2003, Geophysical Research Letters, 30

Hood L., Young C., Richmond N., Harrison K., 2005, Icarus, 177, 144 : 173

Jiles D. C., Atherton D., 1984, Journal of Applied Physics, 55, 2115:2120

Kletetschka G., Connerney J., Ness N., Acuña M., 2004, Meteoritics & Planetary Science, 39, 1839:1848

Langlais B., Purucker M., Mandea M., 2004, Journal of Geophysical Research, 109

Louzada K., Stewart S., Weiss B., 2007, Geophysical Research Letters, 34

McSween Jr. H. Y., 1994, Meteoritics, 29, 757

McSween H. Y., et al., 2006, Journal of Geophysical Research: Planets, 111

Melnik O., Parrot M., 1998, Journal of Geophysical Research: Space Physics, 103, 29107:29117

Menyeh A., O'Reilly W., 1991, Geophysical Journal International, 104, 387:399

NASA Planetary Data System 2002, MARS GLOBAL SURVEYOR MAPPING MAG LEVEL 1 DATA, doi:https://doi.org/10.17189/1519752

National Aeronautics and Space Administration 2021, Mars: The Red Planet, `https://solarsystem.nasa.gov/planets/mars/in-depth/`

Nie N., Dauphas N. Villalon K., Liu N., Heard A. W., Richard V. M., Mertzman S., 2020, Earth and Planetary Science Letters, 544, 116385

Peters C., Dekkers M., 2003, Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 28, 659:667

Ritcher C., Pluijm A., 1993, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 82, 113:123

Rochette P., 2006, Geophysical Research Letters, 33

Rochette P., Lorand J., G. F., SautterV. 2001, Earth and Planetary Science Letters, 190, 1:12

Rochette P., Gattacceca J., Chevrier V., Mathé, P.E., Menvielle, M. 2006, Astrobiology, 6, 423:436

Sakai H., Yonezawa K., 2002, Proceedings of the Japanese Academy, 78, 1:5

Salminen J., Pesonen L. J., Lahti K.and Kannus K., 2013, Geophysical Journal International, 195, 117:129

Toon O. B., Pollack J., Sagan C., 1977, Icarus, 30, 663:696

Voorhies C. V., Sabaka T. J., Purucker M., 2002, Journal of Geophysical Research: Planets, 107, 1:10

White B. R., 1979, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84, 4643:4651

Worm H., Ryan P., Banerjee S., 1991, Earth and Planetary Science Letters, 102, 71:78

Yair Y., 2012, Advances in Spacial Research, 50, 293:310

Yokoyama E., 2013, PhD thesis, São Paulo: Universidade de São Paulo, Toulouse: Universitê Paul Sebatier

Apêndice

Apêndice A

Cálculo da dedução da dispersão energética na magnetização de grãos ferromagnéticos

A magnetização induzida em grãos ferromagnéticos difere da magnetização em sólidos paramagnéticos e diamagnéticos, pois os materiais ferromagnéticos são capazes de reter essa magnetização, por deter em seu interior domínios magnéticos e em cada um está presente átomos com momento de dipolo magnético igualmente orientados. Apesar dos domínios de um mesmo sólido poderem estar orientados diferentemente, ao serem submetidos à um campo magnético, eles se reorientam, rotacionando em direção paralela à propagação do campo. Abaixo segue a dedução da energia dissipada ao rotacionar os domínios de grãos ferromagnéticos, baseada no trabalho de Jiles & Atherton (1984).

Seja a energia requerida para rotacionar um grão com momento de dipolo magnético ($\vec{\mu'}$) orientado em um ângulo θ qualquer à posição paralela ao campo magnético incidente $\vec{B}$, onde toma forma de $\vec{\mu}$:

$$\Delta E = \vec{\mu}.\vec{B_e} - \vec{\mu'}.\vec{B_e}, \tag{A.1}$$

onde $\vec{B}e$ é

$$\vec{B_e} = \mu_0(\vec{H} + \alpha\vec{M}), \tag{A.2}$$

μ_0 é a permeabilidade no vácuo, $\vec{H}$ é o campo molecular induzido no sólido, $\vec{M}$ é sua magnetização e α é uma constante de acoplamento entre domínios magnéticos.

A energia para fixar um domínio paralelamente ao campo magnético $\vec{B}$ é

$$\epsilon_{fixa} = \vec{\mu}.\vec{B_e}(1 - cos\theta). \tag{A.3}$$

Podemos convenientemente chamar $\langle \epsilon_\pi \rangle = 2\vec{\mu}.\vec{B_e}$, que é o valor médio de ϵ_{fixa} para domínios orientados antiparalelamente ao campo magnético. Deste modo a Equação A.3 fica

$$\langle \epsilon_{fixa} \rangle = \frac{\langle \epsilon_\pi \rangle}{2}(1 - cos\theta). \tag{A.4}$$

A energia total dissipada para rotacionar n domínios magnéticos de área A por uma distância x é

$$E_{dis}(x) = \int_0^x \frac{n\langle E_\pi \rangle}{2}(1 - cos\theta)Adx. \tag{A.5}$$

Considerando um grão esférico de raio R e domínio único $n = 1$, temos que

$$x = \sqrt{2R^2}, \tag{A.6}$$

e então, a energia dissipada em um grão esférico e domínio único será

$$E_{dis} = \vec{\mu}\mu_0(\vec{H} + \alpha\vec{M})(1 - cos\theta)\sqrt{2}\pi R^3. \tag{A.7}$$

Apêndice B

Mapas de magnetização

Neste apêndice encontram-se os mapas gerados para descrever o comportamento das magnetizações da Magnetita, Pirrotita e Hematita quando submetidas aos campos magnéticos induzidos por correntes de $10kA$, $25kA$, $50kA$, $100kA$, $200kA$ e $300kA$.

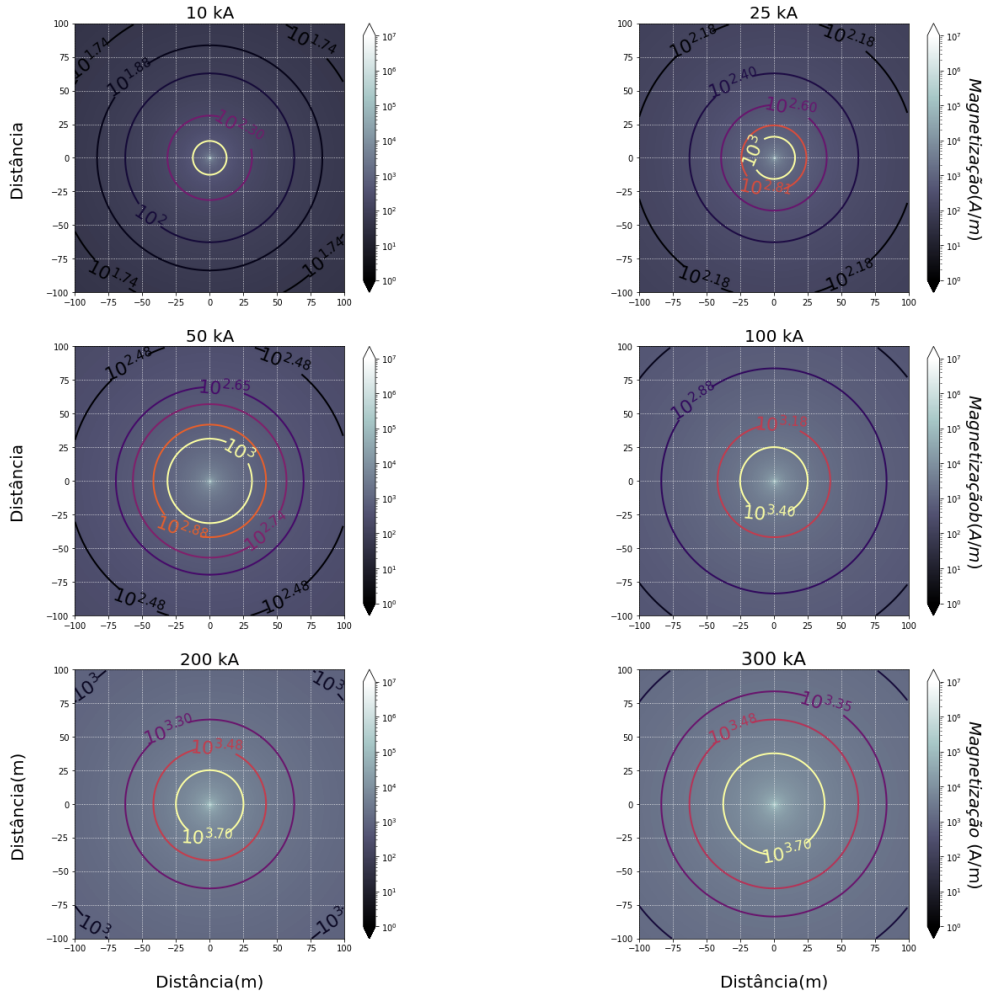

Figura B.1: Mapas da magnetização dos grãos de magnetitas para diferentes correntes elétricas em $100m^2$ com curvas de magnetização.

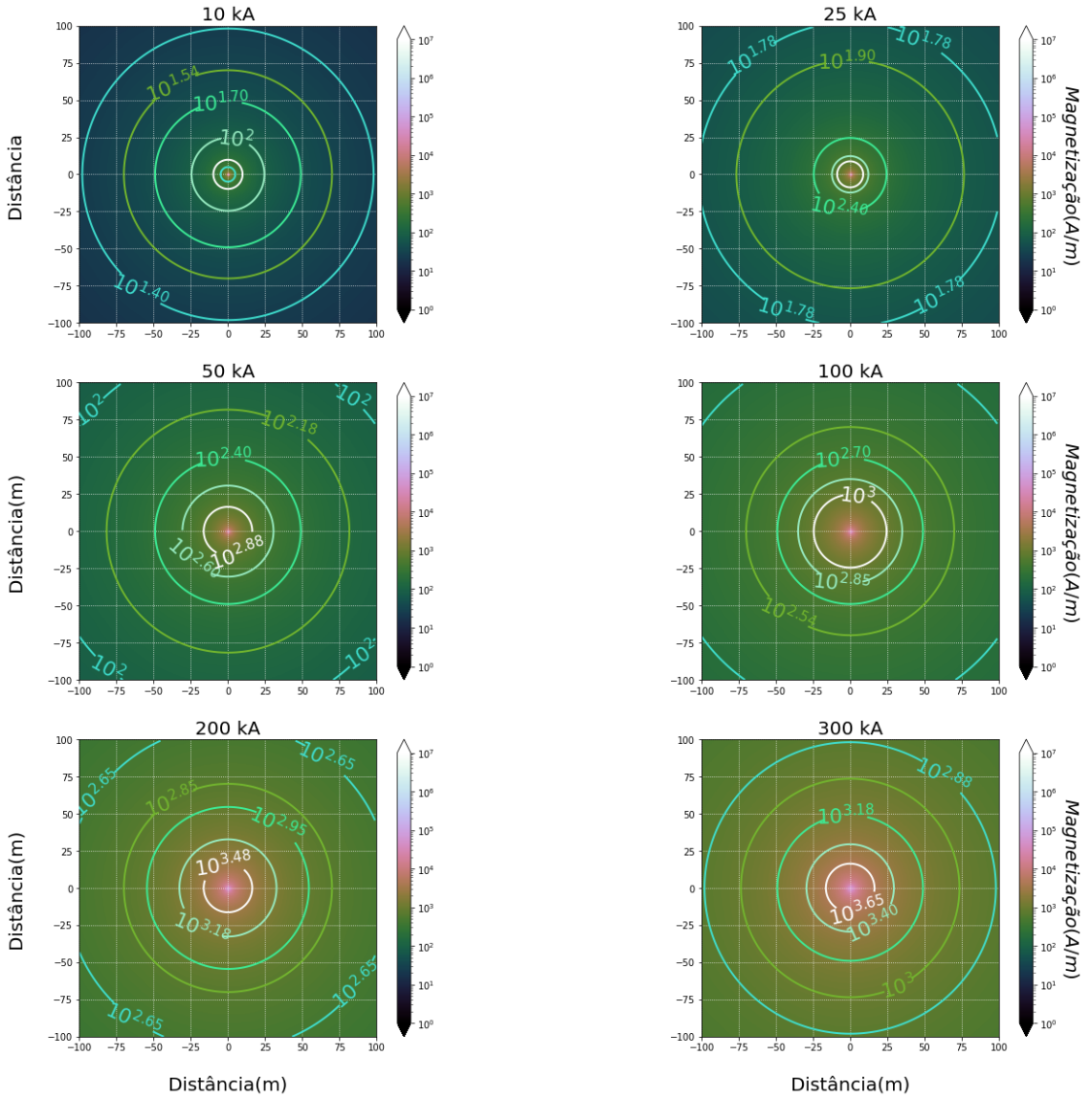

Figura B.2: Mapas da magnetização dos grãos de pirrotita para diferentes correntes elétricas em $100m^2$ com curvas de magnetização.

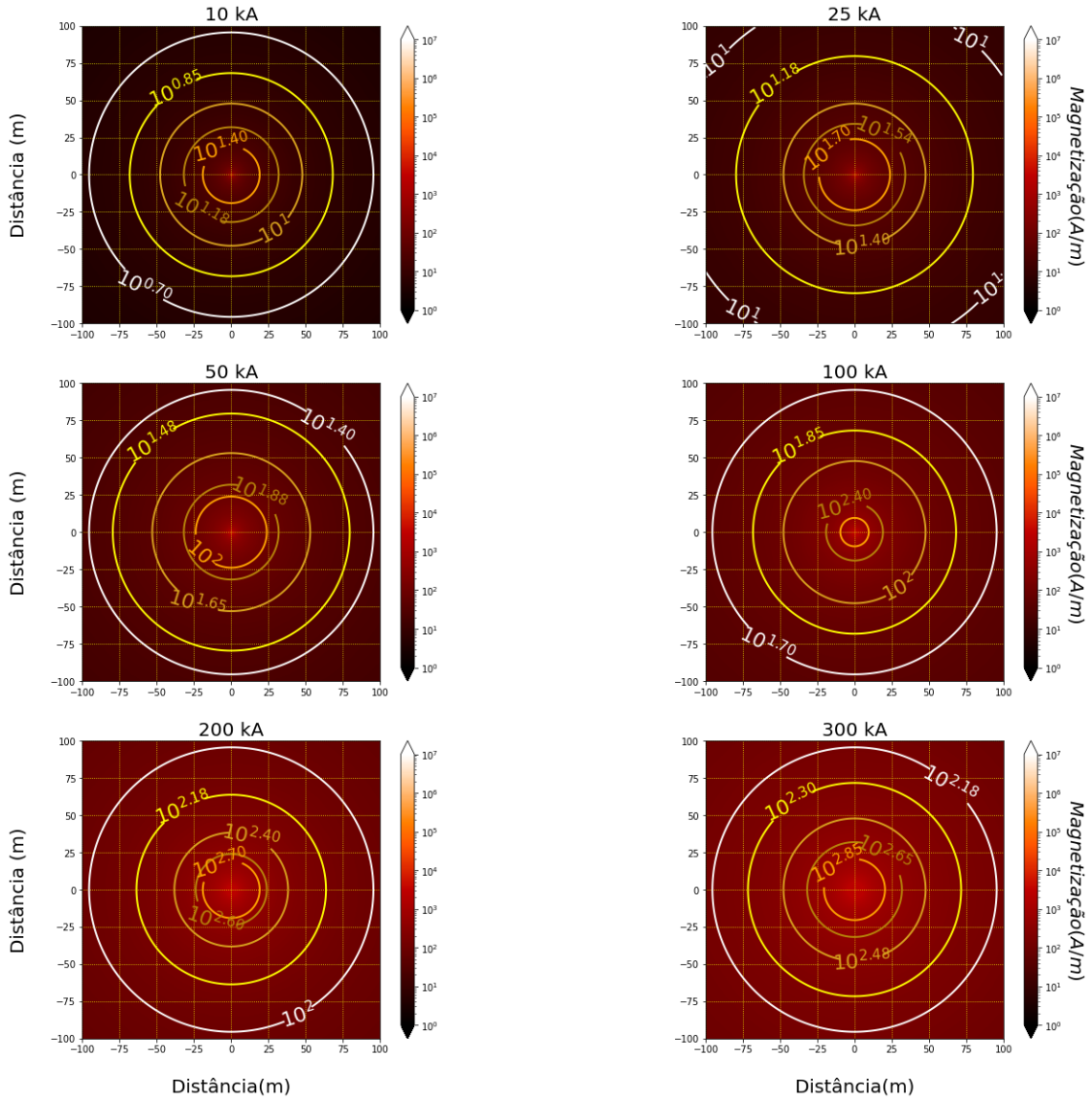

Figura B.3: Mapas da magnetização dos grãos de hematita para diferentes correntes elétricas em $100m^2$ com curvas de magnetização.