



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE ASTRONOMIA

OBSERVATÓRIO DO VALONGO

OS METEORITOS E A FORMAÇÃO DO SISTEMA SOLAR

ALUNA: MARIA ELIZABETH SILVA NEVES

ORIENTADOR: WALTER DA SILVA CURVELLO

RIO DE JANEIRO, DEZEMBRO, 1979

A meus pais, esposo e filha

É com gratidão que reconheço a ajuda dos que se seguem na preparação deste trabalho:

Do Prof. Walter da Silva Curvello, que além de um ótimo orientador, me forneceu quase toda a bibliografia; do Prof. Ronaldo Perseke, pela grande ajuda com as cópias fotográficas; de Lucimar Rocha de Assumpção, pelas figuras; de Maria Grazia, por ter decifrado e datilografado o meu trabalho, e de todos os colegas e amigos, que de uma forma ou de outra me ajudaram na confecção deste trabalho.

## PREFÁCIO

O propósito deste trabalho é fornecer um relato atualizado dos conhecimentos no campo da meteorítica.

Apesar das dificuldades por mim encontradas, como estudante de astronomia nas matérias de natureza mineralógica e química dos meteoritos, procurei redigir o trabalho da maneira mais simples, compreensível e completa possível. Procurei não me estender demais nos assuntos para tornar mais agradável e compreensível a leitura do texto por quem quer que se interesse por tal matéria.

Procurei ressaltar a importância dos meteoritos para a Astronomia e Astrofísica, na formulação das hipóteses sobre a formação do sistema solar e constituição planetária.

É difícil para alguém que não esteja ligado à Geologia, imaginar quantas informações um pedaço de rocha pode conter, sobre seus processos de formação e os fatos que o abalaram desde então. No caso dos meteoritos, que praticamente não sofreram modificações desde a sua formação, os processos que os formaram são os mesmos que formaram o sistema solar.

## RESUMO

A Terra é bombardeada anualmente por milhares ou milhões de toneladas de material extraterrestre; desses, os que chegam a atingir o solo são chamados meteoritos.

Os meteoritos podem ser divididos em três grupos básicos: aerólitos ou pétreos, sideritos ou metálicos, e siderólitos ou metálicos pétreos.

Os aerólitos são constituídos basicamente de silicatos, como: olivina e piroxênios. São subdivididos em condritos e acondritos. Os condritos são caracterizados pela presença de pequenas esférulas (3mm) de agregados de olivina ou piroxênios, e uma pequena quantidade de ferroniquelífero. Os acondritos não possuem cõndrulos.

Os sideritos são constituídos basicamente de ferro-niquelífero, podendo conter algumas inclusões de silicatos em quantidades equiparáveis.

Os siderólitos penetram a atmosfera terrestre com velocidades que podem variar de 15 a 20 km/seg e excepcionalmente com o limite de 70 km, dependendo do sentido do seu movimento em relação à Terra. Esta supervelocidade pode, por vezes, desintegrar os meteoritos menores; por outro lado, há meteoritos bastante grandes para provocar fenômenos catastróficos, como é o caso da cratera meteorítica do Arizona.

Embora ainda nada de definitivo se possa dizer quanto à origem dos meteoritos, asteroídais ou cometários, o crescente número de estudos que vêm sendo executados com materiais destes corpos, tem contribuído surpreendentemente para novos enfoques de problemas fundamentais, tais como: idade do sistema

solar, idade do Sol, abundância e distribuição dos elementos, origem dos elementos (nucleosíntese), comportamento no tempo da radiação cósmica, origem do sistema solar, natureza dos núcleos cometários, síntese abiótica e origem da vida.

Por tudo isto e mais, a estranha fascinação que os meteoritos nos inspiram, pois ainda são, como disse Edward Anders, de Chicago, a sonda espacial do homem pobre, vale estudá-los e preservá-los cuidadosamente nas coleções das instituições de responsabilidade científica.

PALAVRAS CHAVE:

Meteoritos, condritos, acondritos, sideritos, siderólitos, condritos carbonáceos, estrutura de Widmanstätten, octaedritos, meteoros, crateras, radioatividade, meia vida, idade dos meteoritos, objetos Apolo, origem do sistema solar.

## SUMÁRIO

	pag.
<b>I - <u>INTRODUÇÃO</u> .....</b>	1
I.1 - Meteoritos .....	1
I.2 - Classificação Geral dos Meteoritos .....	4
I.3 - Órbitas .....	6
I.4 - Queda .....	9
I.5 - O Efeito Sonoro .....	11
I.6 - Morfologia .....	14
I.7 - O Impacto .....	19
I.8 - Minerais dos Meteoritos .....	21
<b>II - <u>AERÓLITOS</u> .....</b>	24
II.1 - Condritos .....	24
II.1.1 - Classificação .....	24
II.1.2 - Regras de Prior .....	30
II.1.3 - Composição Química .....	31
II.1.4 - Composição Mineralógica dos Condri- tos .....	37
II.1.5 - Origem dos Côndrulos .....	39
II.2 - Acondritos .....	41
II.2.1 - Acondritos Pobres em Cálcio .....	42
II.2.2 - Acondritos Ricos em Cálcio .....	44
<b>III - <u>SIDERÓLITOS</u> .....</b>	46
III.1 - Palasitos .....	46
III.2 - Mesosideritos .....	49
<b>IV - <u>SIDERITOS</u> .....</b>	50
IV.1 - Hexaedritos .....	51
IV.2 - Octaedritos .....	52
IV.3 - Ataxitos .....	54
IV.4 - Estrutura de Widmanstätten .....	54
IV.5 - Elementos Secundários .....	61

	pag.
V - <u>MICROMETEORITOS</u> .....	63
VI - <u>IDADE DOS METEORITOS</u> .....	66
VI.1 - Radioatividade .....	66
VI.1.1 - Partículas $\alpha$ .....	66
VI.1.2 - Partículas $\beta$ .....	67
VI.1.3 - Emissão $\gamma$ .....	67
VI.1.4 - Lei da Desintegração de uma Substância Radioativa .....	67
VI.1.5 - Meia Vida .....	68
VI.2 - Idade de Retenção dos Gases .....	70
VI.2.1 - Idade K - Ar .....	70
VI.2.2 - Idade U - He, Th - He .....	70
VI.3 - Método Rb - Sr .....	73
VI.4 - Datação por Traços de Fissão .....	75
VII - <u>AS CRATERAS DO SISTEMA SOLAR</u> .....	80
VIII - <u>OS METEORITOS DA ANTÁRTICA</u> .....	88
IX - <u>CONDRIOS CARBONACEOS</u> .....	89
X - <u>OBJETOS APOLO</u> .....	96
XI - <u>METEORITOS BRASILEIROS</u> .....	103
XII - <u>ORIGEM DOS METEORITOS</u> .....	106
XIII - <u>A ORIGEM DO SISTEMA SOLAR</u> .....	110
<u>CONCLUSÃO</u> .....	116
<u>BIBLIOGRAFIA</u> .....	117

## I - INTRODUÇÃO

### I.1 - Meteoritos

Os meteoritos são as únicas amostras extraterrestres em abundância para pesquisas, pois a quantidade de rochas lunares, trazidas da lua pelo Projeto Apolo, são insuficientes.

O estudo dos meteoritos reúne pesquisadores, dos mais diversos campos científicos: astrônomos, químicos, geoquímicos, geólogos, biólogos, físicos e outros.

Notícias de pedras vindas do céu remontam vários séculos e vêm da antiga China. Os filósofos gregos descreveram-nas como rochas terrestres lançadas no espaço por fortes ventos ou explosões vulcânicas, donde mais tarde caíam.

Acredita-se que a pedra de Caaba, a maior relíquia muçulmana situada em Meca, e que é cultuada pelos muçulmanos todos os anos, seja um meteorito, aliás, a mais antiga queda preservada.

A natureza extraterrestre dos meteoritos foi somente admitida no século XVIII, e mesmo assim, grandemente criticada pelos cientistas da época. Daí em diante o estudo dos meteoritos progrediu lentamente em comparação com as demais rochas terrestres. Somente com o desenvolvimento do programa espacial é que o estudo dos meteoritos tomou grande impulso, devido principalmente ao aprimoramento dos instrumentos de pesquisas, tais como o espectrômetro de massa, a ativação de neutrons, a microsonda eletrônica, etc.

A atmosfera terrestre é bombardeada, continuamente, por milhares de meteoroides, dos mais variados tamanhos. Qual-

quer desses fragmentos que penetre a atmosfera terrestre se incandesce e é visto como meteoro; os que sobrevivem a essa queima e atingem o solo são chamados meteoritos.

Acredita-se que tais corpos sejam oriundos de várias fontes distintas. De maneira geral, podemos dizer que uma grande fração dos meteoros é de origem cometária. São as partículas que os cometas deixam em suas trajetórias; isto é, quando o cometa chega a uma distância de aproximadamente 3 U.A. do Sol, sua temperatura de superfície sobe, acarretando a evaporação do gelo, do qual se supõe ele seja constituído e desprendendo gases e partículas do núcleo, dando origem à cauda e à cabeleira. Essas partículas continuam seguindo a órbita, e quando a Terra, em sua translação, cruza uma dessas órbitas, ocorre o que chamamos de chuva de meteoros periódicas, tais como: as Perseídás, que seguem a órbita do cometa Swift-Tuttle, as Draconídeas, que são associadas com o cometa de curto período Giacobini-Zinner. (ver Fig. I-1)

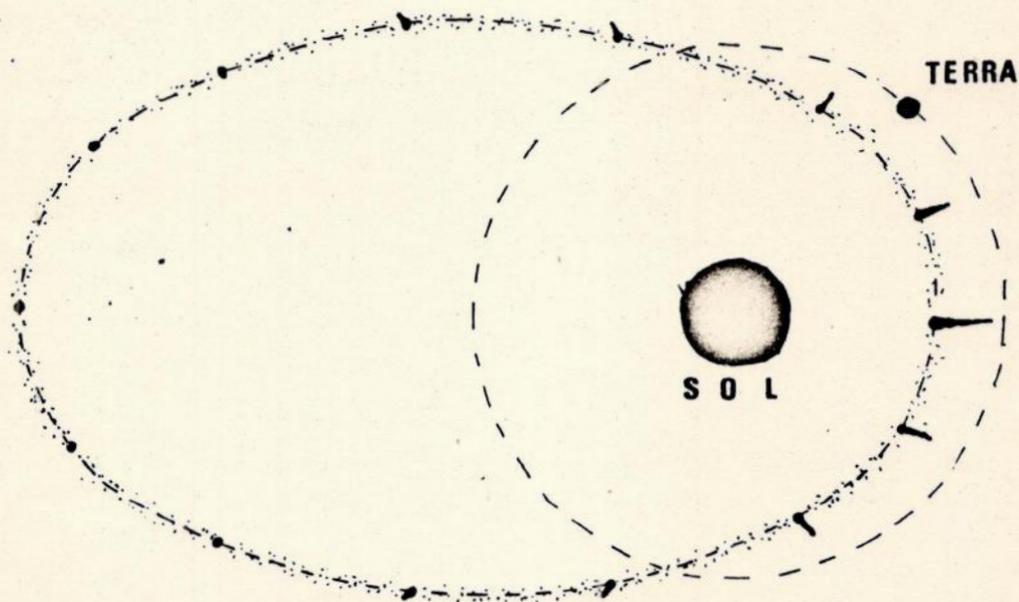


Fig. I-1 quando a Terra intercepta a órbita de um cometa ocorre as chuvas de meteoros radiais.

Os meteoros estão também associados com cometas desintegrados: como o cometa Biela's, que deu origem aos draconídeos.

Nem todos os meteoros são remanescentes de cometas. Se presume que uma pequena fração dos meteoros sejam pequenos fragmentos produzidos por colisões entre os asteróides ordinários. No entanto, alguns meteoritos fizeram parte de chuvas de meteoros. São meteoritos remanescentes de cometas.

Podemos determinar o tempo em que os corpos meteoríticos permaneceram em órbita pela contagem dos traços produzidos pelo bombardeamento dos raios cósmicos galáticos. A maioria dos meteoritos têm seu tamanho atual já há vários milhões de anos. No entanto, os meteoritos de origem cometária estão em órbita há apenas poucos milhares de anos.

Por convenção internacional, o nome do meteorito é dado pelo posto de correio, local geográfico ou cidade mais próxima de onde foi encontrado, facilitando, assim, sua localização. Se for conhecida também a data em que o meteorito caiu, ele passa a ser considerado uma queda; e se, pelo contrário, tenha sido encontrado sem nenhum registro relativo a sua queda, é então listado como um achado.

## I.2 - Classificação Geral dos Meteoritos

Classe	Nº	Principais Minerais
<b><u>Aerolitos</u></b>		
<b>a) Condritos</b>		
Enstatita-condritos	11	Enstatita 55%, Fe-Ni 30%, Plagioclásios 7%, Troilita 8%
Bronzita-condritos	900	Bronzita 35%, Olivina 35%, Fe-Ni 18%, Plagioclásios 7%, Troilita 5%
Hiperstênio-condritos		Hiperstênio 40%, Olivina 40%, Fe-Ni 9%, Plagioclásios 7%, Troilita 5%
Anfotéricos-condritos	49	Olivina 60%, Hiperstênio 25%, Plagioclásios 10%, Fe-Ni 3%
Pigeonita-condritos	12	Olivina 75%, Pigeonita 5%, Plagioclásios 10%, Fe-Ni 5%, Troilita 5%
Condrito Carbonáceos	17	Serpentina, Carbonó
<b>b) Acondritos</b>		
Acondritos pobres em Ca		
Aubritos (Enstatita-Acondritos)	9	Enstatita 90%, Fe-Ni 5%, Troilita
Diogenitos (Hiperstênio-Acond.)	8	Hiperstênio, Plagioclásios
Chassignitos (Olivina-Acondritos)	1	Olivina 95%
Ureilitos (Pigeonita-Acondritos)	3	Olivina, Pigeonita
Acondritos ricos em Ca		
Eucritos	39	Pigeonita 50%, Plagioclásios 50%

## (Classificação geral dos meteoritos - continuação)

Classe	Nº	Principais Minerais
Howarditos		Hiperstênio 50%, Plagioclásios 50%
Angritos	1	Augita
Nakhlitos	2	Diopsídio 75%, Olivina 15%, Plagioclásios, Magnetita
<u>Siderolitos</u>		
Palasitos	40	Olivina 50%, Fe-Ni 50%
Siderófiros	1	Piroxênio 50%, Fe-Ni 50%
Lodranitos	1	Piroxênio 30%, Olivina 30%, Fe-Ni 40%
Mesosideritos	22	Piroxênio 30%, Plagioclásios 20%, Fe-Ni
<u>Sideritos</u>		
Hexaedritos	55	4 a 6% de níquel, resto ferro
Octaedritos finos		7 a 14% de níquel, resto ferro lamelas de camacita 0,5mm
Octaedritos médios	487	6 a 8% de níquel, resto ferro lamelas de camacita entre 0,5-1,5mm
Octaedritos grosseiros		6 a 8% de níquel, resto ferro lamelas de camacita 1,5mm
Ataxitos	39	12 a 62% de níquel, resto ferro

Do livro "Meteoritenalter und veruandte Problems der Kosmochemic", de 1966.

### I.3 - Órbitas

Somente nos últimos anos foi possível determinar as órbitas dos meteoritos com boa precisão. Isso se deve ao fato de que, em 1959, casualmente, um meteorito passou em frente a um sistema de câmaras múltiplas, na Czechoslováquia, vindo a cair na cidade de Pribram, perto de Praga. Essas câmaras estavam montadas para a determinação das órbitas dos meteoros, e, por um fator de sorte, fotografaram a queda desse meteorito, possibilitando assim, pelo estudo do negativo, os cálculos necessários para a determinação de sua órbita.

Os maiores estudos sobre as órbitas dos meteoritos vêm do estudo das órbitas dos meteoros "estrelas cadentes", que, como já dissemos, devem ser de origem cometária, possuindo uma densidade de aproximadamente  $0,25 \text{ g/cm}^3$ ; casualmente, meteoróides com densidades de meteoritos são fotografados, possibilitando o cálculo de suas órbitas. Podemos ver a órbita de quatro desses prováveis meteoritos na figura I-2. O espectro de um deles mostra ser composto até de ferro.

O que aconteceu casualmente com o meteorito Pribram pode acontecer hoje no Smithsonian Astrophysical Observatory Prairie Network, onde um sistema com dezesseis estações câmaras automatizadas foram montadas em alguns estados centrais dos Estados Unidos, que facilita a recuperação de quedas de meteoritos. (ver Fig.I-3)

Estatísticas mostram que as quedas ocorrem com mais frequência na parte da tarde, chegando a um ponto máximo por volta das 15,00, como podemos ver na figura I-4. E que as quedas aumentam no período de abril a junho (ver Fig. I-5).

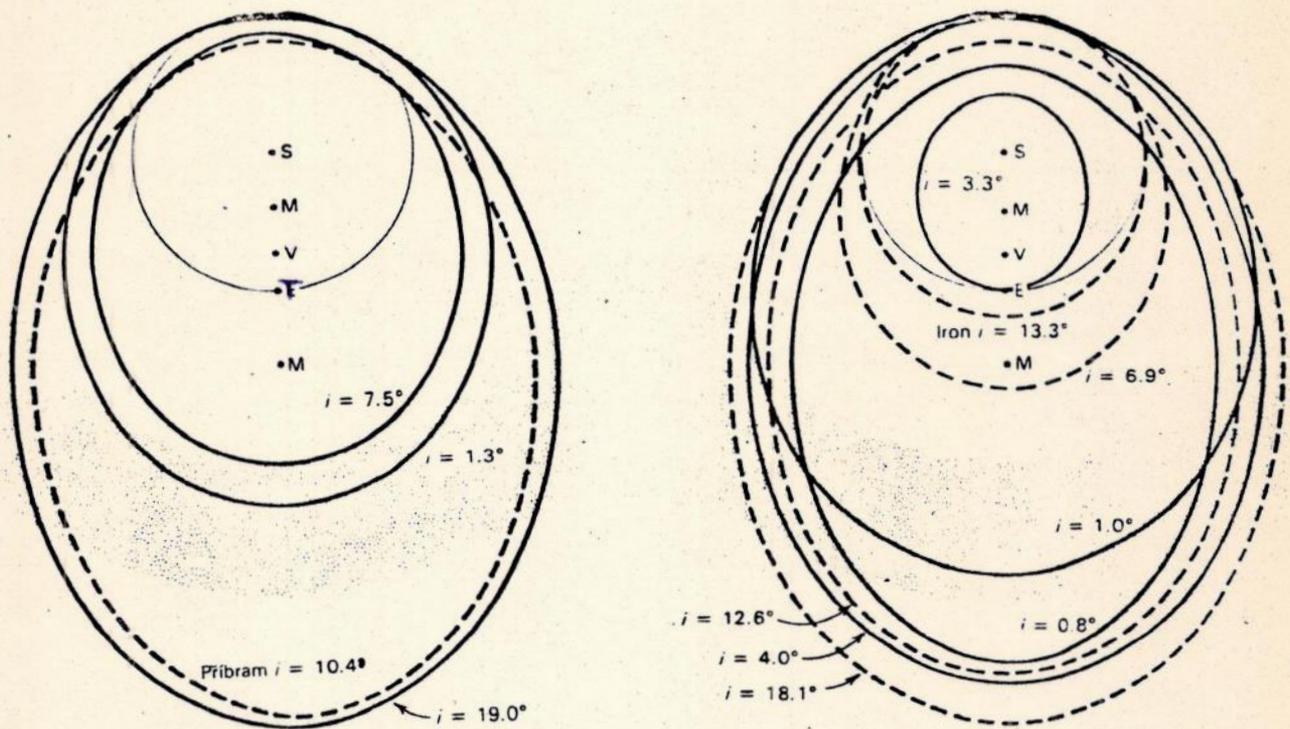


Fig. 1-2 Órbitas pré-terrestres de meteoróides. A esquerda meteoritos recuperados, apenas o Pribram possui a órbita precisamente determinada. A direita meteoros fotografados na atmosfera. As órbitas em linha sólida, foram determinadas pelo Prairie Network. Todas as órbitas foram desenhadas com o eixo maior alinhado e em duas dimensões. (Wood)

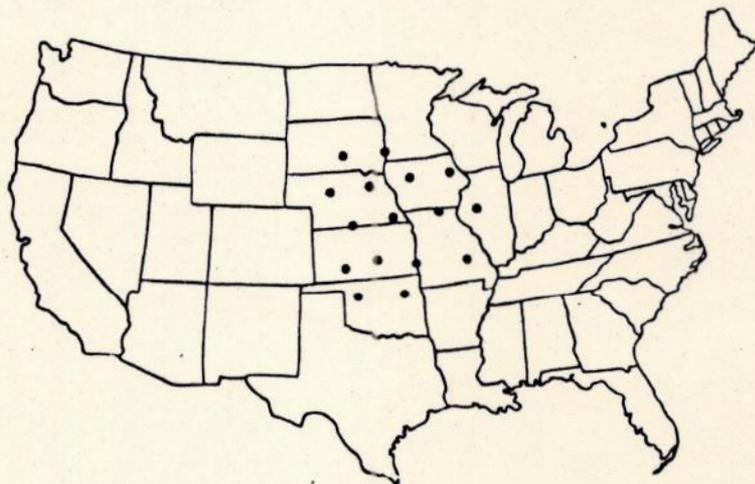


Fig. 1-3 posições das estações câmaras no Smithsonian Astrophysical Observatory prairie network.

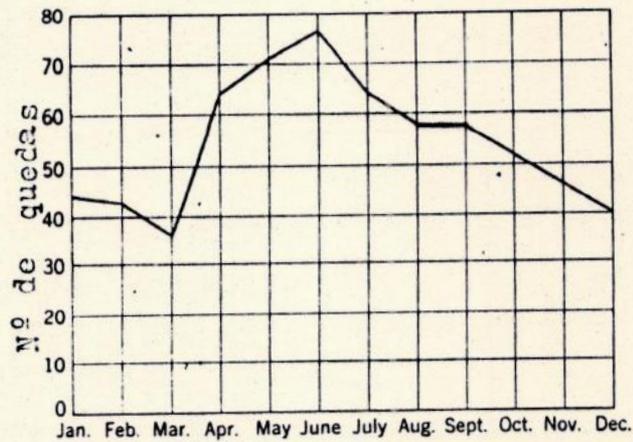


Fig. 1-4 Variação mensal na incidência de quedas meteoríticas de 1800 a 1960. ( Mason )

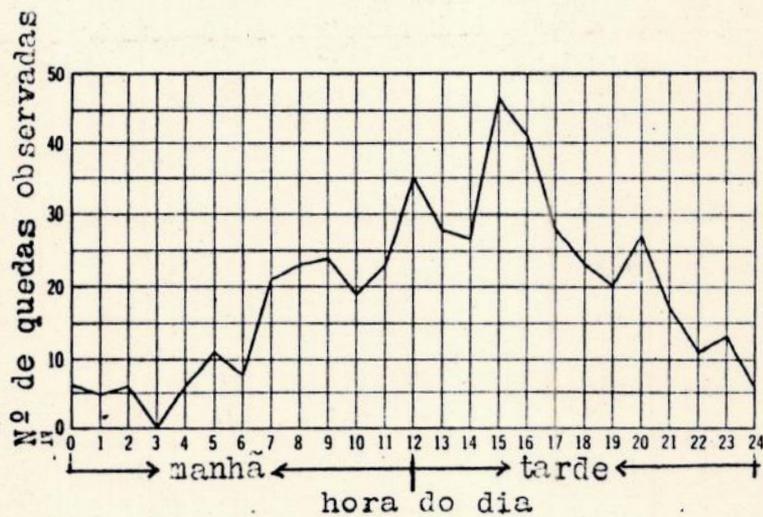


Fig. 1-5 Variação horária na incidência das quedas meteoríticas, de 1790 a 1940 ( Leonard e Glanin )

Esses dados parecem indicar que os meteoritos viajam em órbitas na mesma direção dos planetas, com velocidades superiores à da Terra. E que, no período acima, a Terra passa pela região mais densamente povoada de meteoritos.

#### I.4 - Queda

A queda de um meteorito pode resultar em vários fragmentos ou em apenas um; geralmente, as quedas múltiplas são causadas pelo despedaçamento de apenas um meteorito, pela ação das forças aerodinâmicas sobre a hipervelocidade com que eles penetram na atmosfera terrestre. Portanto, consideram-se os vários fragmentos como o mesmo meteorito.

Os meteoritos tornam-se luminosos a aproximadamente 150 km da superfície terrestre; essa luminosidade é geralmente descrita como branca e de tonalidades esverdeadas ou avermelhadas. Além do rastro luminoso, o meteorito é também acompanhado de som.

Nas quedas diurnas, geralmente a luminosidade é substituída por uma nuvem de poeira, originada do material meteorítico fundido, devido à alta temperatura de seu atrito com o ar. Desta queima se origina a crosta de fusão, e nela, sulcos semelhantes a marcas de dedos em massa de modelar, chamadas regmaglitos.

A despeito dessa alta temperatura, à qual o meteorito é sujeito, ele chega à superfície terrestre frio, no máximo está morno. Isso se deve ao fato da parte fundida se desprender do meteorito e da baixa temperatura da atmosfera impedir a propagação de calor para as partes mais internas.

Além da alta temperatura, os meteoritos estão sujeitos a altas pressões, principalmente nas partes frontais, o que, por muitas vezes, causa a sua fragmentação e, conseqüentemente, a formação de fragmentos angulares.

Esses fragmentos, "chuva de meteoritos", se distribuem numa área elíptica, elipse de dispersão, que pode chegar a atingir vários  $\text{km}^2$ . Os fragmentos maiores se localizam, em sua maior parte, na porção extrema anterior (cabeça), como podemos ver na figura I-6.

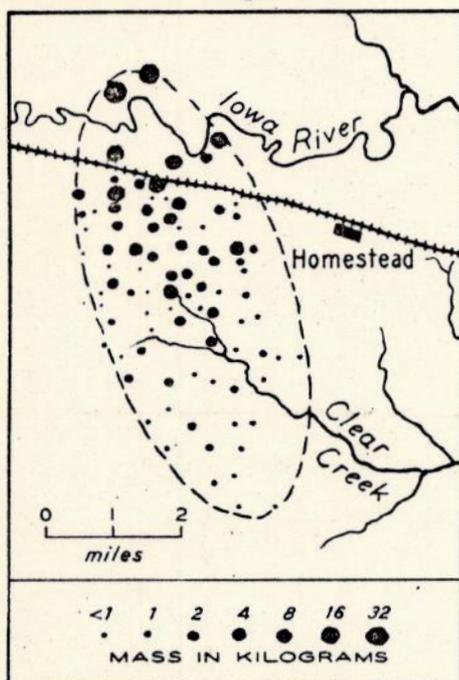


Fig. I-6 Elipse de dispersão referente a chuva de meteoritos de Homestead, Iowa em fevereiro de 1875.

Estima-se que uns quinhentos meteoritos caiam anualmente na Terra; desses, aproximadamente  $2/3$  caem nos oceanos, mares e rios, sendo praticamente impossível recuperá-los. Do restante, apenas quatro ou cinco são recuperados. Portanto, é muito remota a possibilidade de ser um feliz espectador, e, praticamente impossível, a de ser atingido por um.

Dados estatísticos mostram que as quedas são aleatórias, isto é, qualquer lugar tem as mesmas chances de ser o alvo; a diferença na quantidade de meteoritos encontrada em um região

se deve: à forma de relevo, à densidade populacional e a outros fatores.

### I.5 - O Efeito Sonoro

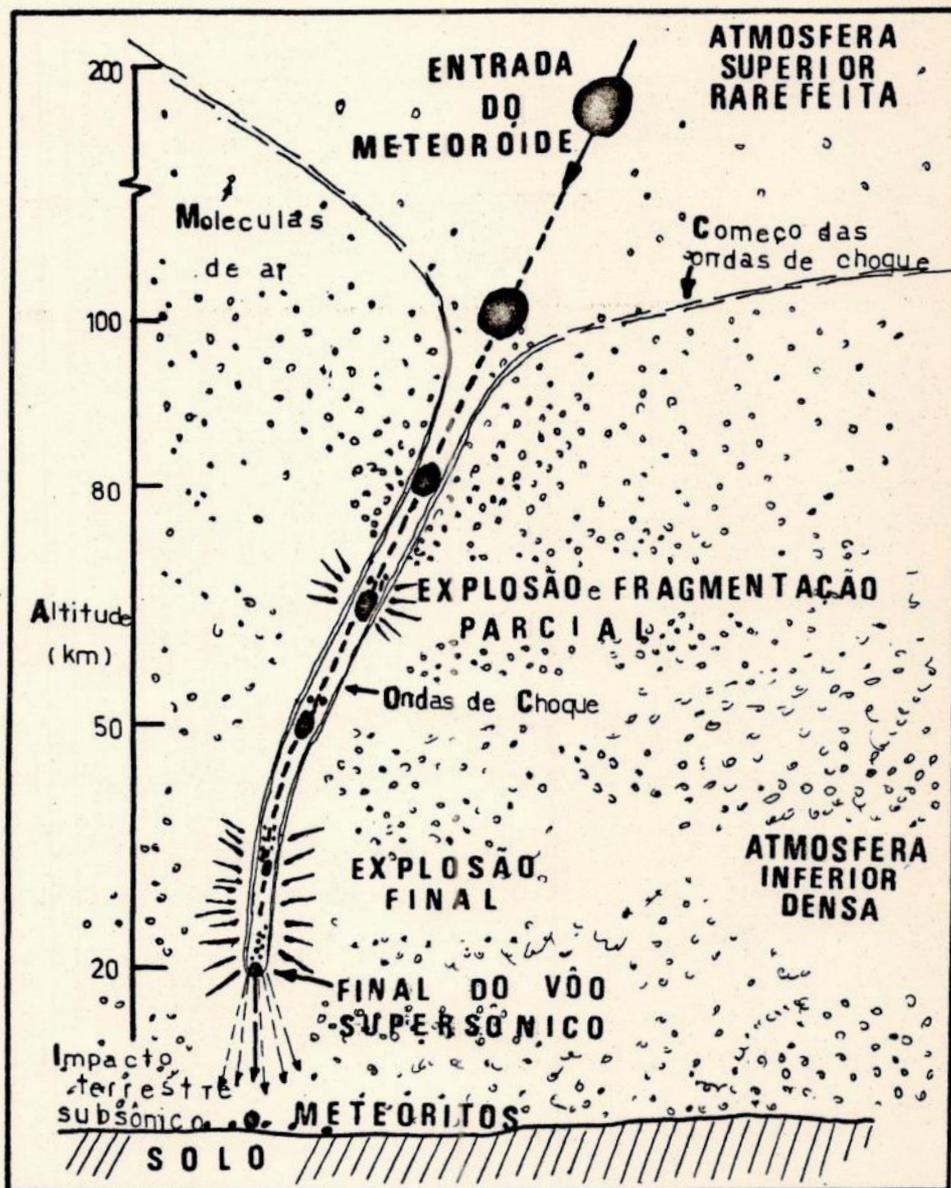
Desde 585 D.C., já se ouvia falar dos efeitos sonoros produzidos pelos grandes bólidos à medida que estes penetavam na atmosfera. Tais sons, geralmente, eram descritos como estrondos, ou explosões, que ocorriam minutos depois da passagem do mesmo.

Somente em 1908 foi possível estudar essas ondas, através da gravação da queda do famoso meteorito de Tunguska, na Sibéria. F.J. Wipple analisou e interpretou, durante vários anos, tal gravação. A segunda gravação conhecida data de 1º de Abril de 1965; contudo, deve existir registro de algum caso em documentos governamentais não divulgados. Desde então, até 1975, já haviam sido realizadas mais cinco gravações, como podemos ver na Tabela I-1.

Observação: os dados relativos ao Tunguska foram omitidos por razões técnicas.

Meteoro	Data	Ponto Final	Extensão (Km)	Meia Ampl.	Per. (seg.)	Duração (seg.)
Revelstoke	4/1/1965	Colombia	1 700	4,0	16,5	1 200
Kincardine	9/18/1966	Ontario	2 500	1,3	54	2 040
Holbrook	12/14/1968	Arizona	150	0,3	4	12
Holbrook	12/14/1968	Arizona	800	1,1	3	10
Bovedy	4/25/1969	Irlanda N.	45	-	-	6
College	12/19/1969	Alaska	360	2,3	12	-

TABELA I-1 : GRAVAÇÕES DE GRANDES BÓLIDOS



Uma concepção dos principais eventos que ocorrem com os meteoróides a medida que penetram a atmosfera.

O efeito sonoro audível, em associação com o efeito dos bólidos, é de três espécies primárias. Os dois tipos mais comuns, geralmente ocorrem associados a um mesmo meteorito : são ruídos estrondosos acentuados, em conjunto com um prolongado ruído surdo. O terceiro e menos comum é um tanto semelhante a um chiado (o chamado "som eletrofônico").

À medida que os meteoritos penetram na atmosfera, mais e mais colidem com as moléculas de ar, causando, consequentemente, sua desaceleração, e perda de massa. Nesse processo, muita energia é transferida para as moléculas de ar, provocando uma irradiação em forma de energia eletromagnética (o efeito luminoso é um exemplo).

Contudo, a medida que o meteorito penetra nas camadas mais densas, o ar vai se tornando denso suficiente para agir como um fluido capaz de suportar as ondas que se originarem. Conforme a penetração vai prosseguindo, as moléculas de ar tendem a se acumular na base do meteorito. Como os meteoritos diferem muito, em consistência e formato, tais despedaçamentos ocorrem nas mais variadas altitudes.

Para que as ondas sonoras de um meteorito sejam detectáveis no solo, este tem que possuir um diâmetro mínimo de 10cm para velocidades de 30km/seg. E para que esse efeito sonoro seja audível, o meteorito tem que atingir uma magnitude visual de -8 e uma energia cinética de  $10^{15}$  a  $10^{16}$  ergs.

A Tabela I-2 mostra as características calculadas a partir das determinações da Tabela I-1. O efeito da atmosfera na propagação das ondas sonoras é tão grande que, sob certas circunstâncias, as ondas sonoras descrevem trajetórias que jamais atingem o solo. Portanto, num estudo mais detalhado,

deve-se levar em conta: as mudanças verticais de temperatura e densidade, e a estrutura do vento. Os estudos dos efeitos sonoros podem auxiliar muito no conhecimento das camadas médias da atmosfera terrestre.

Evento meteórico	Raio (m)	Diâmetro (m)	Massa (g) (kg)	Energia (ergs) J
Revelstoke	519	14	$4 \times 10^9$	$3 \times 10^{21}$
Kincardine	1761	50	$6 \times 10^{10}$	$3 \times 10^{22}$
Holbrook	177	5	$6 \times 10^{10}$	$3 \times 10^{19}$
Holbrook	54	15	$2 \times 10^6$	$1 \times 10^{18}$
College	452	13	$9 \times 10^8$	$6 \times 10^{20}$

TABELA I-2 : CARACTERÍSTICAS CALCULADAS PARA METEOROS

### I.6 - Morfologia

Os meteoritos não possuem dimensões fixas; seu peso varia de pouco menos de uma grama a várias toneladas. De maneira geral, podemos dizer que os sideritos são os maiores, seguidos pelos siderólitos e, por último, os aerólitos.

Isso se deve ao fato dos metais serem mais resistentes aos processos de queda e impacto na superfície terrestre, de fragmentação e ablação durante a passagem pela atmosfera que os silicatos.

O maior meteorito conhecido é o siderito Hoba, que ainda permanece no local de sua queda, no sudoeste da África (ver Fig. I-7). Seu peso aproximado é de 60 toneladas, embora, na época de sua queda, pesasse cerca de 100 toneladas. Está coberto por uma capa de mais de meio metro de uma massa lamina- da de limonita, formada pela ação do tempo. Não há vestígios da cratera de impacto, pois esta foi apagada a milhares de anos atrás, pela ação da erosão. Sua queda, provavelmente, ocorreu no período pré-pleistocênico. E parece ser pratica- mente impossível, devido aos efeitos dinâmicos, a queda de um meteorito maior sem fragmentação.



Fig. I-7 Meteorito Hoba, Sudoeste da África

Existem muitos outros grandes sideritos: o Cape York, West Greenland, pesando cerca de 31 toneladas; o Babucirito, México, pesando 27 toneladas; o Mbosi, Tanganika, pesando en-

tre 25 e 27 toneladas; o Willamette, Oregon Forest, de 14 toneladas; os Chupaderos, Chihuahua, em dois fragmentos de 14 e 6,5 toneladas; e muitos outros, entre eles os meteoritos brasileiros de Bendegó com 6,8 toneladas, e o Santa Catharina, entre 2 e 1,5 toneladas.

Não se conhece nenhum grande siderólito. O maior é o palasito Port Orford, Oregon, que pesava cerca de 10 toneladas na época de sua queda. O maior mesosiderito é o Estherville, E.U.A., que pesa apenas 200 quilogramas.

O maior aerólito pesa pouco mais de uma tonelada: é o Norton Country enstatita acondrito, que caiu em Nebraska, em 1948.

No outro extremo, estão as menores partículas que podem ser consideradas meteoritos: Kinov encontrou meteoritos da queda do Sikhote-Alins menores que 1mm e pesando menos de 0,3 miligramas. Meteoritos tão pequenos quanto estes devem estar presentes em quase todas as chuvas de meteoritos, no entanto não podem ser preservados devido à dificuldade em reconhecê-los e coletá-los. Kinov aplicou o termo de micrometeoritos a esses meteoritos microscópicos; entretanto, esse termo vem sendo usado para designar as partículas extraterrestres, ou poeira cósmica, que possam atravessar a atmosfera, chegando à superfície praticamente inalterados, devido ao minúsculo tamanho. (ver Fig.I-8)

Os formatos dos meteoritos são bem variados, mas há tendência para uma forma equidimensional, principalmente nos aerólitos. Os sideritos são mais irregulares, podendo tanto ter protuberâncias acentuadas, bem como cavidades profundas. Um dos sideritos de Tucson chega a ser em forma de um anel, (ver Fig.I-9).

As formas originais dos meteoritos são modificadas devido a vários fatores, entre eles temos: erosões e colisões no espaço; ablação e fragmentação, na passagem pela atmosfera terrestre; o impacto com a superfície e o intemperismo.

Uma outra característica comum nos meteoritos, principalmente nas quedas recentes, é a existência de algumas depressões que se assemelham a marcas de dedos em massa de modelar, chamadas regmaglitos. São geralmente características dos sideritos, como exemplo no siderito Cabin Creek, da figura I-10, que mostra a maneira pela qual essa estrutura se desenvolveu melhor na face frontal. Esses regmaglitos foram evidentemente desenvolvidos durante uma ablação, durante a queda.

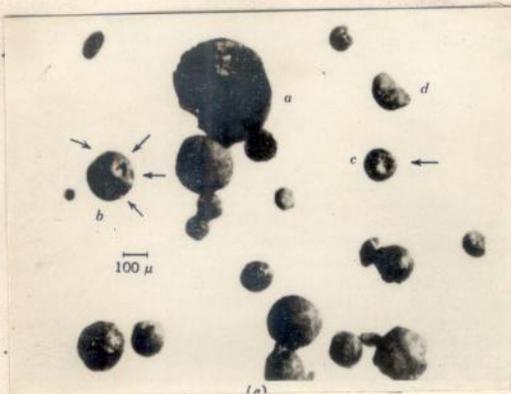


Fig. I-3 Poeiras meteoríticas no sedimento do fundo do mar.



Fig. I-9 O siderito anel Tucson; diâmetro máximo da cavidade 70cm .

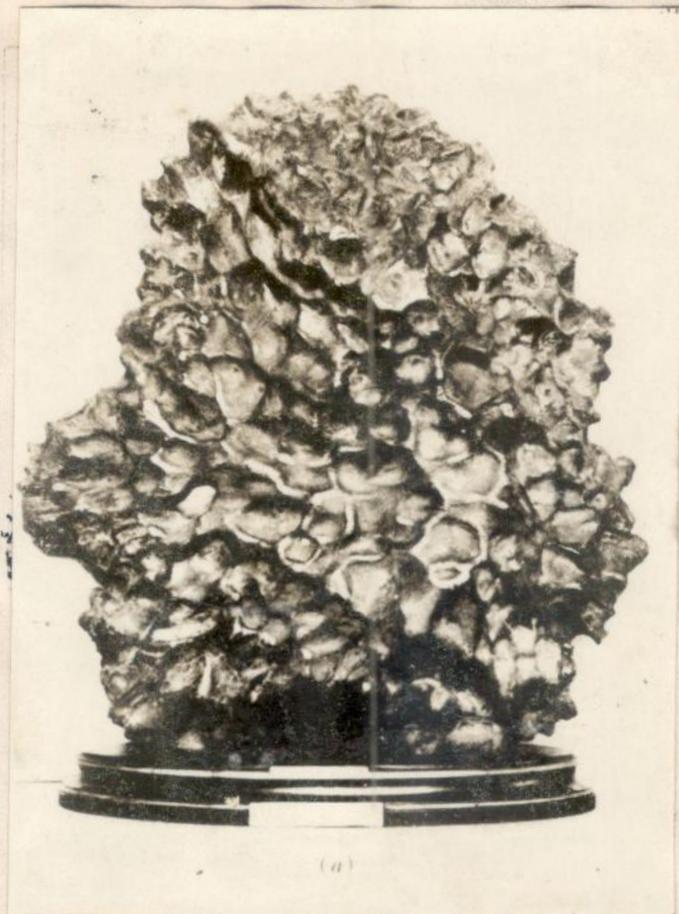


Fig. I-10 a) parte dianteira b) parte trazeira da superfície do siderito Cabin Creek.



Alguns meteoritos mostram cavidades profundas, que ainda não foram bem explicadas. Essas cavidades se assemelham um pouco a furos feitos por uma escavadeira, e são cerca de quatro vezes mais profundos que largos. A explicação mais geral é a que essas cavidades foram formadas pela queima de inclusões nodulares de troilita e/ou grafita, durante a passagem pela atmosfera terrestre.

Os meteoritos de quedas recentes são cobertos por uma crosta de fusão, com exceção das superfícies fraturadas no impacto ou pouco antes. Essas crostas são bem diversificadas, tanto na forma quanto na estrutura e espessura, podendo uma mesma chuva de meteoritos: conter fragmentos com crostas grossas, pretas e vítreas, outros apenas uma fina camada, e, ainda, alguns sem o menor vestígio da camada. São encontradas também algumas inclusões nas superfícies de alguns meteoritos que se devem à mudança de certos minerais presentes no meteorito numa última fragmentação ao atingirem o solo.

### I.7 - O Impacto

Os efeitos produzidos pelos meteoritos ao atingirem o solo dependem da sua massa, de sua resistência mecânica, de sua velocidade, e da natureza do solo no local de impacto.

Como já vimos, os meteoritos de uma tonelada ou menos têm sua velocidade determinada essencialmente pela atração gravitacional. No entanto, os meteoritos mais pesados ainda conservam um pouco de sua velocidade cósmica ao atingirem o solo.

Os meteoritos pequenos e médios (pouco maiores que uma

tonelada), produzem um buraco ou poço no local de impacto, em um solo macio. O diâmetro é comparável ao tamanho do meteorito; e a profundidade, evidentemente, depende da dureza do solo: um aerólito de 8kg, caiu numa plantação de arroz em Bandung, Java, no dia 10 de dezembro de 1871, penetrando 1 metro; um aerólito de 10kg, caiu perto de St. Michel, Finlândia, no dia 12 de julho de 1910, e penetrou apenas 0,5 metro. Um meteorito grande também pode provocar um pequeno buraco: como foi o caso do meteorito Norton Country, de 1000kg, que caiu numa plantação de milho, no Kansas, em 18 de fevereiro de 1948, produzindo um buraco de apenas 3 metros de profundidade. Um caso interessante ocorreu na queda Hessle, em Sweden, no dia 1 de janeiro de 1869, onde vários fragmentos caíram sobre a superfície de um lago congelado e não quebrou o gelo. Entretanto, quando um meteorito atinge um solo muito duro, tanto o solo quanto ele podem se partir.

A velocidade estimada para produzir os buracos acima descritos é de 100 a 200 m/s. Meteoritos com velocidade acima de 4 km/s, que atinjam um solo macio, tendem a se fragmentar. Os fragmentos do meteorito e do solo são lançados em todas as direções, produzindo uma cratera, cujo diâmetro excede, consideravelmente, o diâmetro do meteorito; quanto maior a velocidade do meteorito, maior será a cratera. Quando a velocidade final do meteorito ultrapassa aos 4 km/s (o que ocorre só com massas superiores a 10 toneladas), resulta o que se chama de cratera de explosão. Nesse tipo de cratera, nenhum fragmento de meteorito é encontrado no interior da cratera.

Esse fenômeno pode ser melhor compreendido considerando-

se a energia cinética desses meteoritos:

$$E = 1/2 mv^2$$

Para um meteorito que pese 100 toneladas, e que atinja o solo com uma velocidade de 10 km/s, a energia cinética será:

$$E = 1/2 (10^5 \text{ kg})(10^4 \text{ m/s})^2$$

$$E = 1/2 (10^5 \cdot 10^8)$$

$$E = 1/2 (10^{12} \text{ Joules})$$

$$E = 5 \cdot 10^{11} \text{ Joules}$$

A energia desse meteorito será consumida na formação da cratera, na produção de ondas de choque, no aquecimento da superfície e do próprio meteorito.

Se apenas 10% da energia total do meteorito for consumida no seu aquecimento, o meteorito será completamente vaporizado. O que explica o fato de não ter sido encontrado nenhum meteorito com massa superior a 100 toneladas. Por outro lado há crateras meteoríticas que foram formadas por meteoritos maiores. Contudo, só há a esperança de se encontrar alguns pequenos fragmentos escaparam da completa vaporização ao redor dessas crateras.

#### I.8 - Minerais dos Meteoritos

Estão listados a seguir todos os minerais conhecidos até o momento, encontrados nos meteoritos.

Os minerais assinalados com asteriscos não ocorrem nas rochas terrestres.

NOME	FÓRMULA	NOME	FÓRMULA
Alabandita	(Mn,Fe)S	Gentnerita	$\text{Cu}_8\text{Fe}_3\text{Cr}_{11}\text{S}_{18}$
Andradita	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Graftonita	$(\text{Fe,Mg})_3(\text{PO}_4)$
Apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$	Grafita	C
Awarita	$\text{Ni}_3\text{Fe}$	Grossular 12	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Barringerita	$(\text{Fe,Ni})_2\text{P}$	Gypsum	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Blenda		Haxonita	$\text{Fe}_{23}\text{C}$
Bloodita	$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Heazlewoodita	$\text{Ni}_3\text{S}_2$
Brezinaita	$\text{Cr}_3\text{S}_4$	Hercinita	$(\text{Fe,Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$
Brianita	$\text{CaNa}_2\text{Mg}(\text{PO}_4)_2$	Hibonita	$\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$
Calcita	$\text{CaCO}_3$	Ilmenita	$\text{FeTiO}_3$
Carsbergita	CrN	Kamacita	(Fe,Ni)
Calcopirita	$\text{CuFeS}_2$	Krinovita	$\text{NaMg}_2\text{CrSi}_3\text{O}_{10}$
Caoita	C	* Lawrencita	$(\text{Fe,Ni})\text{Cl}_2$
Clorapatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$	Lonsdalsita	C
Cromita	$\text{FeCr}_2\text{O}_4$	Mackinawita	$\text{FeSi}_{1-x}$
Clinopiroxênio	$(\text{Ca,Mg,Fe})\text{SiO}_3$	Magnesita	$(\text{Mg,Fe})\text{CO}_3$
Cohenita	$(\text{Fe,Ni})_3\text{C}$	Magnetita	$\text{Fe}_3\text{O}_4$
Cobre	Cu	Majorita	$\text{Mg}_3(\text{Mg,Si})\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Cordierita	$\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	Melilita	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_7$
Calcopirrotita	(Cu,Fe)S	Merrihueita	$(\text{K,Na})_2\text{Fe}_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$
* Cristobalita	$\text{SiO}_2$	* Merrilita	$\text{Na}_2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{O}$
Daubrelita	$\text{FeCr}_2\text{S}_4$	Monticelita	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_4$
Diamante	C	Nefelina	$\text{NaAlSiO}_4$
Djerfirita	$\text{K}_3\text{CuFe}_{12}\text{S}_{14}$	Niningerita	(Mg,Fe)S
Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	* Oldhamita	CaS
Epsomita	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Olivina	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$
Enxofre	S	Ortoproxênio	$(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$
* Farringtonita	$\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2$	* Osbornita	TiN

NOME	FÓRMULA	NOME	FÓRMULA
Panethita	$(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_2(PO_4)_2$	* Schreibersita	$(Fe, Ni)_3P$
Pentlandita	$(Fe, Ni)_9S_8$	Serpentina	$(Mg, Fe)_6Si_4O_{10}(OH)_8$
Perovskita	$CaTiO_3$	Sinoita	$Si_2N_2O$
Perryita	$(Ni, Fe)_5(Si, P)_2$	Sodalita	$Na_8Al_6Si_6O_{24}Cl_2$
Plagioclásio	$(Na, Ca)(AlSi)_4O_8$	Spinel	$MgAl_2O_4$
P. Feldspato	$(K, Na)AlSi_3O_8$	Stanfieldita	$Ca_4(Mg, Fe)_5(PO_4)_6$
Pirita	$FeS_2$	Tenita	$(Fe, Ni)$
Pirrotita	$Fe_{1-x}S$	Tridimita	$SiO_2$
Quartzo	$SiO_2$	Troilita	$FeS$
Rhonita	$CaMg_2TiAl_2SiO_{10}$	Ureilita	$NaCrSi_2O_6$
Richterita	$Na_2CaMg_5Si_8O_{22}F_2$	Whewelita	$CaC_2O_4 \cdot H_2O$
Ringwoodita	$(Mg, Fe)_2SiO_4$	Whitlockita	$Ca_9MgH(PO_4)_7$
Roederita	$(K, Na)_2Mg_5Si_{12}O_{30}$	Wolastonita	$CaSiO_3$
Rutilio	$TiO_2$	Yagita	$(K, Na)_2(Mg, Al)_5(Si, Al)_{12}O_{30}$
Sarcopsídio	$(Fe, Mn)_3(PO_4)_2$	Zircônio	$ZrSiO_4$

## II - AERÓLITOS

### II.1 - Condritos

#### II.1.1 - Classificação

A classificação dos condritos está baseada em sua composição química e mineralógica.

A primeira classificação dos condritos foi feita por Rose (1863), que dividiu os condritos em mais de trinta classes distintas, largamente utilizadas até a década de '60, apesar de Prior insistir que as bases dessa classificação eram falhas.

Prior concluiu que qualquer classificação dos meteoritos devia estar baseada numa das três relações seguintes:

- 1) proporção de MgO para FeO da massa total da amostra;
- 2) o volume e a proporção do ferro niquelífero da parte metálica;
- 3) a proporção de MgO para FeO nos silicatos insolúveis em HCl.

Contudo, há muitas dificuldades na aplicação de critérios químicos na classificação dos meteoritos condriticos, como veremos mais adiante.

Em 1962, Mason aperfeiçou a classificação de Prior, de 1920, acrescentando à classe dos condritos dois novos grupos: os olivina pigeonita condritos e os condritos carbonáceos, classificados anteriormente como olivina hiperstênio condritos.

Uma classificação mais recente foi realizada por Van Schmus e Wood, baseada na composição química, mineralógica e petrográfica. Essa é a classificação mais usada atualmente,

apesar de algumas dificuldades em sua aplicação, principalmente em relação aos condritos carbonáceos.

Essa classificação consiste na junção dos tipos petrográficos (que são seis) às classificações anteriores, e, em vez dos nomes, usa-se as letras correspondentes a:

- E - enstatita condritos
- H - olivina bronzita condritos (do inglês "high Fe")
- L - olivina hiperstênio condritos (L de "low")
- LL - anfotéricos condritos (LL de "very low Fe")
- C - condritos carbonáceos

Na Tabela II-1, podemos distinguir os diferentes tipos petrográficos.

As diferenças petrográficas e mineralógicas dos condritos são independentes. Para melhor especificação das propriedades dos condritos, junta-se as duas, colocando-se as 6 classificações petrográficas na vertical e as 6 mineralógicas na horizontal, num total de 36 caixas, nas quais os condritos estão distribuídos (ver Fig. II-1)

**ENSTATITA CONDRITOS :** O termo enstatita condrito foi criado por Prior. Suas tonalidades vão do cinza ao preto, e densidades de 3,51 a 3,57 g/cm<sup>3</sup>. Assemelham-se um pouco aos condritos carbonáceos.

Possuem aproximadamente 55% de seu conteúdo de enstatita ou protoenstatita; quase todo o seu Fe está concentrado no ferro-niquelífero, o conteúdo de Fe varia dos 20,7 aos 35%, muito superior às quantidades encontradas em qualquer outro grupo de condritos.

Nos enstatita condritos ricos em ferro-niquelífero, o número de cêndrulos diminui, bem como a nitidez das suas for-

TIPO PETROLÓGICO						
	1	2	3	4	5	6
a. Homogeneidade na composição de olivina-piroxênio	-	> 5% = desvios		< 5% = desvios a uniforme		uniforme
b. Estado estrutural do piroxênio pobre em Ca	-	predominantemente monoclinico		cristais monoclinicos abundantes		ortorombico
c. Grau de desenvolvimento do feldspato secundário	-	ausente		predominante como agregados microcristalinos		claro, grãos intersticiais
d. Vidro Ígneo	-	vidro primário claro e isotrópico; abundância variável		turvo, quando presente		ausente
e. Minerais metálicos (conteúdo máximo de Ni)	-	taenita ausente ou muito pouca (<20%)		kamacita e taenita presentes (>20%)		
f. Quantidade de Ni presente nos sulfetos minerais	-	0.5%		< 0.5%		
g. Textura geral	sem condru- los	condru- los nitida- mente defini- dos		condru- los bem defi- nidos	condru- los logo deli- neados	condru- los mal defi- nidos
h. Textura da matriz	toda opa- ca, de grãos fi- nos	matriz muito opaca	matriz opaca	matriz transparen- te micro- cristalina	matriz recristalizada	
i. Conteúdo de carbono	3-5%	0.8-2.6%	0.2-1%		< 0.2%	
j. Conteúdo de água	18-22%	2-16%	0.3-3%		< 1.5%	

Tabela II-1 Classificação petrológica dos condritos (segundo van schmus e wood)

Tipos Metamórficos

————— Metamorfização Aumentando —————>

		1	2	3	4	5	6
Grupo Químico	E	E1 -	E2 -	E3 1	E4 4	E5 2	E6 6
	C	C1 4	C2 16	C3 3	C4 2	C5 -	C6 -
	H	H1 -	H2 -	H3 8	H4 33	H5 74	H6 44
	L	L1 -	L2 -	L3 10	L4 10	L5 44	L6 150
	LL	LL1 -	LL2 -	LL3 4	LL4 3	LL5 7	LL6 22

Fig. II-1 Um sistema de classificação para os condritos, baseado nas diferenças composicionais e metamórficas. O número dentro de cada caixa, representa o número de amostras conhecidas até 1966 dentro de cada categoria ( Wood)

mas; a fase mineral dominante é a protoenstatita.

Grant descobriu que, ao contrário do que acontece com os demais condritos, o quartzo, a tridimita e a cristobalita são relativamente abundantes entre os silicatos livres.

OLIVINA BRONZITA CONDRIOS: Também chamados, juntamente com os olivina hiperstênio condritos, de "condritos ordinários",

dado à sua grande quantidade.

Mineralogicamente, são muito similares aos olivina hiperstênio condritos, exceto pela quantidade diferente de ferro-niquelífero livre. Consiste essencialmente de olivina e bronzita em quantidades aproximadamente iguais, com alguns oligoclásios, ferro-niquelífero e troilita. Em relação ao enstatita condrito, o ferro-niquelífero é mais pobre em níquel e em quantidade.

Sua densidade varia de 3,6 a 3,9 g/cm<sup>3</sup>; sua cor, em fratura fresca, vai do cinza claro ao preto, mas tende a escurecer com a ação do tempo.

OLIVINA HIPERSTÊNIO CONDRITOS: É o grupo mais abundante de aerólitos. São mais pobres em ferro-niquelífero e mais ricos em níquel que os olivina bronzita condritos. Apesar de sua composição química ser muito semelhante ao grupo anterior, podem ser facilmente distinguidos com um simples exame ótico de uma face serrada e polida, devido à grande quantidade de grânulos metálicos. Podemos ver a diferença na quantidade de ferro metálico e sulfeto de ferro contra o ferro oxidado entre esses dois grupos na figura II-2.

OLIVINA PIGEONITA CONDRITOS: Também chamados condritos anfotéricos. Contêm aproximadamente 70% de olivinas de composições bem variadas; contêm também plagioclásios, troilita e muito pouco ferro-niquelífero na forma de tenita (rico em Ni).

CONDRITOS CARBONÁCEOS: São muito frágeis, de cor escura, e são os únicos condritos que praticamente não contêm ferro-niquelífero. Chegam a conter até 20% de água e 7% de matéria orgânica. Apresentam silicatos hidratados, possivelmente o-

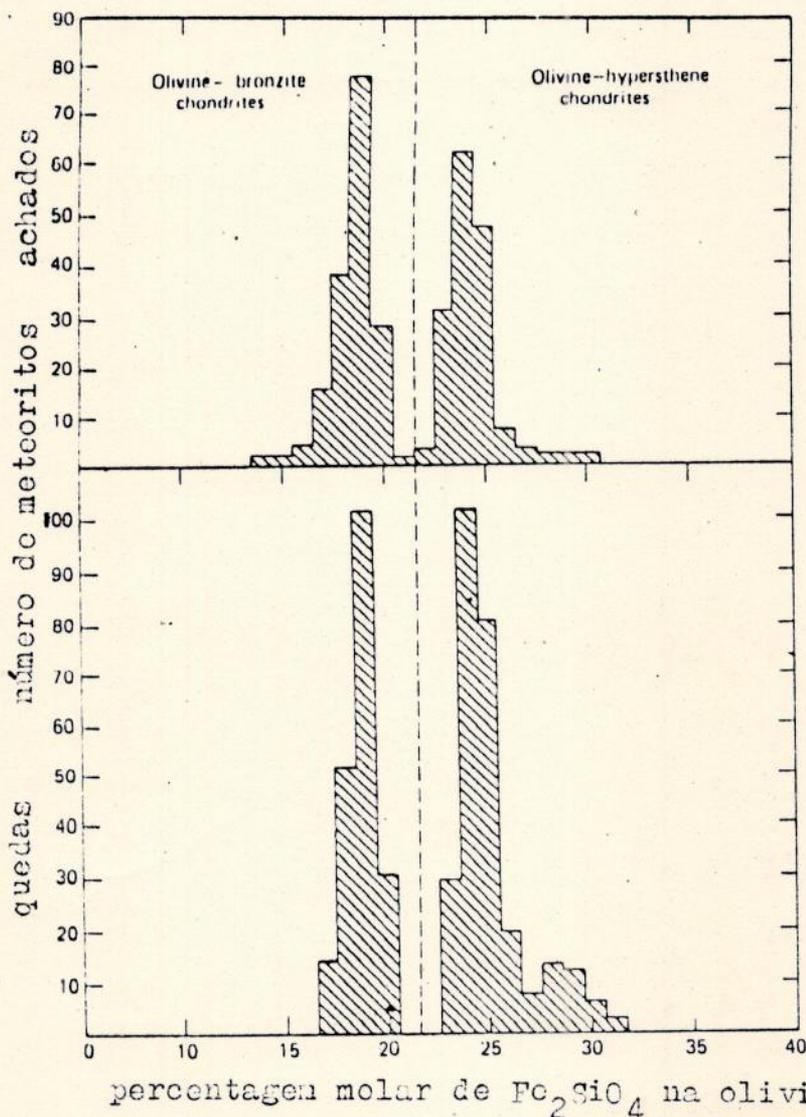


Fig. II-2 Histogramas mostrando a distribuição da olivina em 791 quedas e achados de condritos ordinários. Aparentemente existem duas populações distintas (Mason 1963)

riginários da olivina, na clorita e na serpentina.

Um número relativamente pequeno de condritos carbonáceos foram recuperados e estudados, geralmente provenientes de quedas recentes, pois são demasiadamente frágeis para suportar um intemperismo prolongado.

Felizmente, depois da queda do meteorito Pueblito do Al-

lende, do qual se conseguiu recuperar cerca de duas toneladas, a quantidade disponível desse material cresceu incrivelmente, fornecendo, assim, material suficiente para um grande número de pesquisas.

Esses condritos são tão importantes que lhe dedicaremos um capítulo mais adiante.

### II.1.2 - Regras de Prior

Em seus estudos, Prior observou algumas regularidades mineralógicas e químicas nos condritos, estabelecendo as duas seguintes regras:

- 1) Quanto menor a quantidade de Fe-Ni num condrito, tanto maior será a relação Ni/Fe no Fe-Ni.
- 2) Quanto menor a quantidade de Fe-Ni num condrito, tanto maior será a relação FeO/MgO nos minerais de silicatos ferro-magnesianos.

Prosseguindo suas pesquisas através de análises químicas, Prior estendeu a aplicabilidade de suas regras aos acondritos, e, aparentemente, também aos siderolitos. Urey e Craig (1935) criticaram a validade dessas duas regras, mas num trabalho mais recente de Ringwood (1961) é confirmada sua validade geral para os condritos, em função de uma pequena aproximação, na qual se considera que as abundâncias de Ni, Fe, Mg, Si, e S, são as mesmas para todos os condritos, que o Ni concentra-se na fase metálica, que o Mg encontra-se nos silicatos ferro-magnesianos, e que o Fe não combinado ao S encontra-se distribuído entre as fases metálicas e silicáticas ferro-magnesianas. Assim, dependendo do grau de oxidação dos condritos, o Fe se

deslocaria de uma fase para a outra. Assim, na forma reduzida, a concentração de Ni na fase metálica seria baixa, e na forma oxidada seria mais alta, devido à deslocação do Fe para os silicatos ferro-magnesianos. Com essas leis, Prior idealizou um modelo de um sistema único, do qual todos os meteoritos teriam derivado. Porém, trabalhos posteriores mostraram a invalidade dessa teoria.

### II.1.3 - Composição Química

A determinação da concentração dos elementos maiores e menores é muito importante para a classificação dos meteoritos, principalmente para aqueles que sofreram alterações das estruturas originais.

A composição química dos condritos está ilustrada na Tabela II-2, que dá uma análise dos meteoritos representativos de cinco diferentes grupos de condritos. Essa análise mostra que existe uniformidade de composição entre os cinco grupos, e dentro de cada grupo, a faixa de variação composicional é tão pequena, que se pode dar à análise de um meteorito como representativa dentro de seu grupo.

Wiik (1956) sugeriu que a comparação entre os grupos seria mais fácil se a análise fosse recalculada em termos dos chamados elementos "não voláteis", isto é, na base livre de S, C, H, O, como é visto na tabela II-3.

Esses resultados mostram que, apesar das diferenças mineralógicas dos condritos carbonáceos com os demais grupos, eles possuem uma composição elementar. Os olivina-hiperstênio condritos são similares aos demais grupos, exceto pelo menor

	1	2 <sup>o</sup>	3	4	5
Fe	23.70	15.15	6.27	4.02	0.00
Ni	1.78	1.88	1.34	1.43	0.00
Co	0.12	0.13	0.046	0.09	0.00
FeS	8.09	6.11	5.89	5.12	3.66(S)
SiO <sub>2</sub>	38.47	36.55	39.93	34.82	27.81
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.14	0.14	0.15	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.78	1.91	1.86	2.18	2.15
MnO	0.02	0.32	0.33	0.20	0.21
FeO	0.23	10.21	15.44	24.34	27.34
MgO	21.63	23.47	24.71	23.57	19.46
CaO	1.03	2.41	1.70	2.17	1.66
Na <sub>2</sub> O	0.64	0.78	0.74	0.69	0.63
K <sub>2</sub> O	0.16	0.20	0.13	0.23	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	traço	0.30	0.31	0.20	0.30
H <sub>2</sub> O	0.34	0.21	0.27	0.10	12.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.52	0.54	0.58	0.36
NiO	0.11	-	-	0.00	1.53
CoO	-	-	-	0.00	0.07
C	0.32	-	0.03	0.19	2.48
	99.89 <sup>a</sup>	100.29	99.67	100.08	101.01

1. Condrito enstatita (Daniel's Kuil: Prior, 1916, p. 14); a: in cluí CaS, 0.86; Cr<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, 0.29.
2. Condrito olivina bronzita (Oakley; Wiik, 1956, p. 280).
3. Condrito olivina hiperstenio (Kyushu; Mason and Wiik, 1961, p. 274).
4. Condrito olivina pigeonita (Warrenton; Wiik, 1956, p. 280).
5. Condrito carbonáceo (Mighei; Wiik, 1956, p. 280).

TABELA II-2 - Análise dos Meteoritos, Pertencentes a Diferentes Grupos de Condritos

	1	2	3	4	5
Fe	28.52	26.32	21.85	25.72	26.18
Ni	1.65	1.74	1.27	1.38	1.41
Co	0.11	0.12	0.04	0.08	0.06
Si	34.98	33.17	36.78	32.77	31.85
Ti	0.08	0.10	0.09	0.14	0.09
Al	1.91	2.04	2.01	2.42	2.90
Mn	0.02	0.25	0.26	0.16	0.19
Mg	29.43	31.72	33.92	33.03	33.19
Ca	1.67	2.34	1.57	2.19	2.04
Na	1.13	1.37	1.30	1.25	1.40
K	0.18	0.23	0.17	0.27	0.07
P	---	0.23	0.25	0.16	0.29
Cr	0.32	0.37	0.39	0.43	0.33
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tabela II-3 - Análises de meteoritos pertencentes a diferentes grupos de condritos, recalculados em percentagens atômicas nas bases livres de: água-, carbono-, oxigênio-, e enxofre-. (Mason)

teor de Fe e maior de Si. Os enstatita condritos apresentam maior teor de Fe e menor de Mg. Notamos, portanto, que, enquanto a quantidade de Fe livre diminui partindo dos enstatita condritos para os condritos carbonáceos, o Fe combinado aumenta; como o teor de Ni é constante, a liga Fe-Ni também enriquece.

Urey e Craig (1953), ao examinar 94 análises químicas de condritos por eles selecionados, descobriram que estes podem ser divididos em dois grupos: um com muito Fe (H) e outro com pouco Fe (L). A média para os 94 condritos e as médias para os tipos H e L são dadas na Tabela II-4.

Urey e Craig também usaram essa divisão nas análises dos condritos, para a construção de um diagrama (Fig.II-3), onde plotam o Fe dos silicatos (isto é, Fe oxidado) contra o Fe metálico e FeS (Fe reduzido). Como podemos ver na figura II- ,

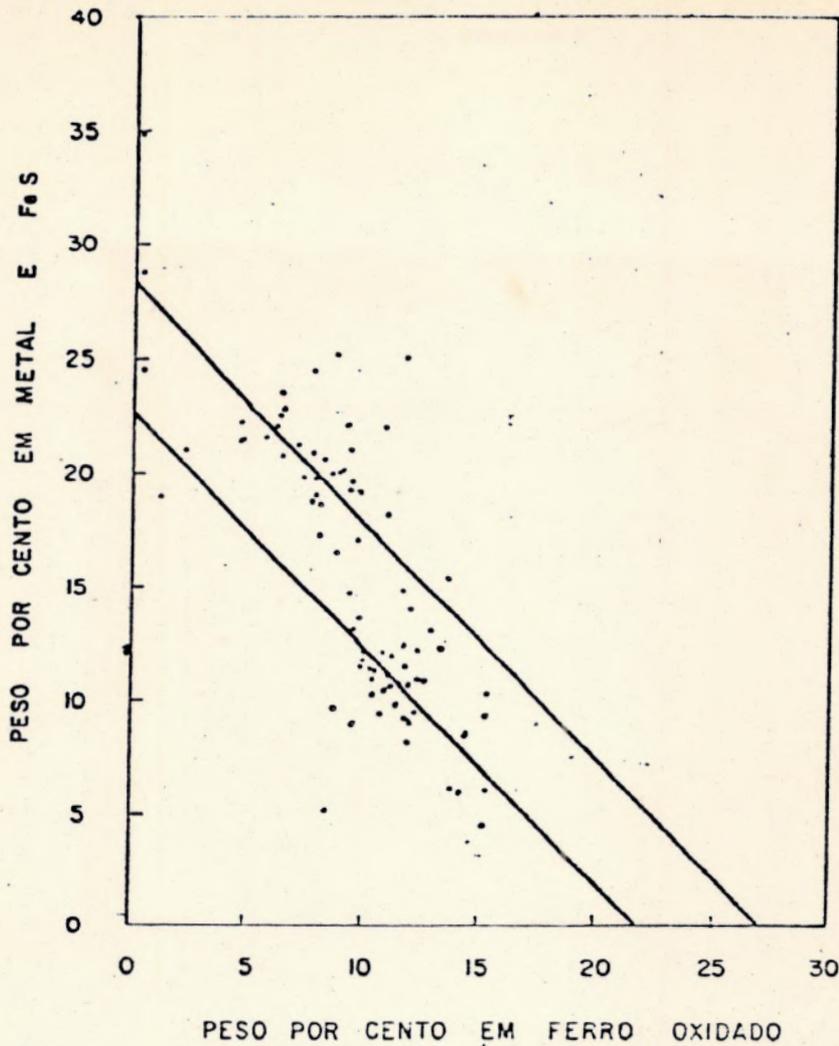


Fig. II-3 Relação da distribuição do ferro reduzido como metal e sulfeto para o ferro oxidado.

Tabela II-4 Médias de 94 análises de condritos, respectivamente 41 do tipo H e 53 do tipo L (Urey e / Craig, 1953).

	todos	tipo H	tipo L
SiO <sub>2</sub>	38.04	36.17	39.49
MgO	23.84	22.93	24.55
FeO	12.45	9.26	14.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.50	2.36	2.61
CaO	1.95	1.95	1.96
Na <sub>2</sub> O	0.98	0.91	1.04
K <sub>2</sub> O	0.17	0.17	0.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.36	0.27	0.43
MnO	0.25	0.23	0.27
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.11	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.17	0.24
Fe	11.76	17.76	7.04
Ni	1.34	1.68	1.06
Co	0.08	0.10	0.07
FeS	5.73	5.69	5.77
Total Fe	25.07	28.58	22.33

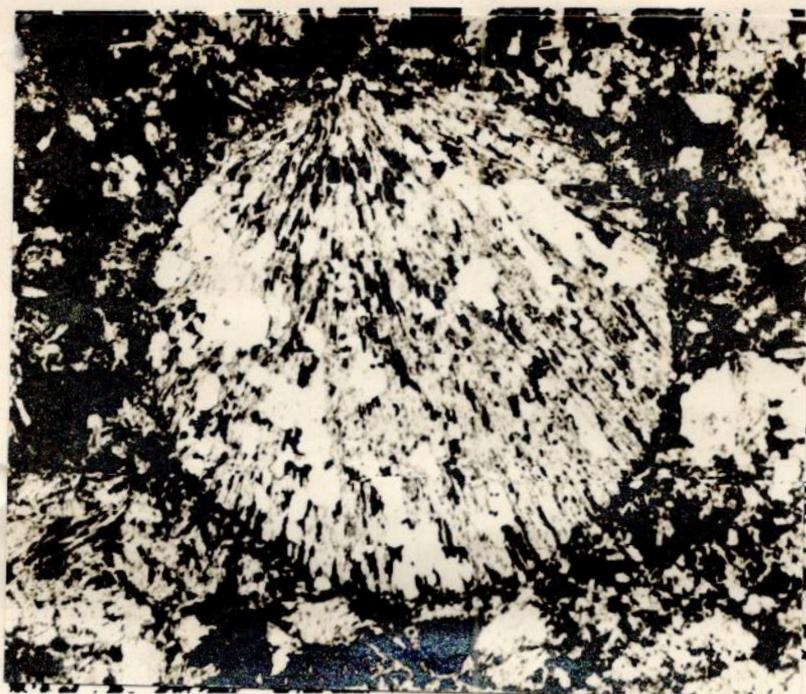


Fig. II-4 seção fina do meteorito St. Marks mostrando um côndrulo (1mm de diâmetro) de enstatita radiada (cinza) com quartzo (branco) a parte preta é o ferro-niquelífero e a troilita.

os pontos correspondentes às análises individuais do grupo H e L, estão consideravelmente espalhados, ou, em alguns casos, se sobrepondo. Ringwood (1961- ) e Mason (1962), mostraram que a sobreposição e o espalhamento podem ser bastante reduzidos se as análises fossem selecionadas segundo os critérios:

- 1) Incluir somente quedas, uma vez que a oxidação muda a relação verdadeira entre o Fe oxidado e metálico nos achados;
- 2) A relação  $FeO/FeO + MgO$  tem que ser consistente com as análises químicas dos meteoritos.

O resultado desse novo procedimento está ilustrado na figura II-5. Esse novo diagrama mostra claramente que cada um dos cinco tipos de condritos mostram uma composição específi-

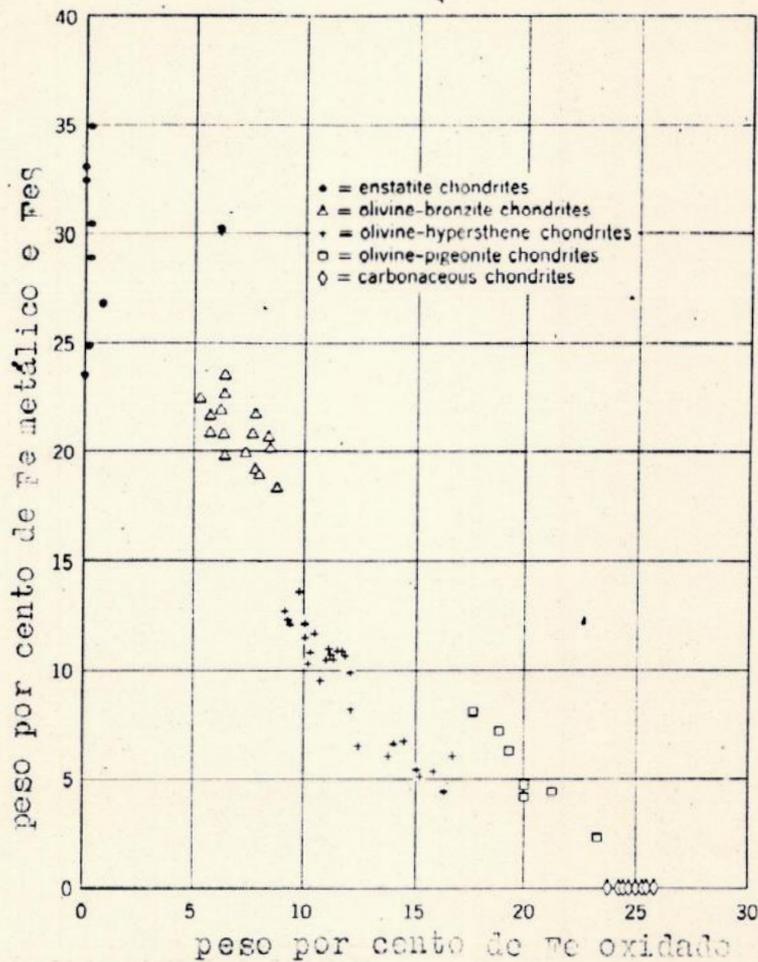


Fig. II-5 Relação entre o ferro oxidado e os ferros metálicos e sulfídicos nas análises de quedas, ilustrando a separação e a flutuação dos subgrupos ( Mason, 1962 ).

ca. Segundo a quantidade de Fe nos meteoritos, os condritos carbonáceos são classificados dentro do grupo H. Os grupos olivina-bronzita e o olivina-pigeonita condritos também foram incluídos no grupo H. Os olivina-hiperstênio condritos foram classificados no grupo L, e Wiik sugeriu que, apesar dos enstatita condritos conterem Fe necessário para pertencer ao grupo H, sejam classificados dentro do grupo HH, por serem um

pouco mais ricos em Fe.

#### II.1.4 - Composição Mineralógica dos Condritos

Excluindo os condritos carbonáceos, que possuem compostos hidratados amorfos e muita serpentina, a mineralogia dos condritos é marcadamente uniforme e simples.

Os demais condritos, excluindo os enstatita condritos, exibem predominantemente: ferro-niquelífero e olivina piroxênio, que estão estreitamente relacionados com sua composição química. A quantidade de oligoclásios e troilita são praticamente constantes. Os minerais acessórios que normalmente aparecem são: cronita, e um fosfato mineral (apatita ou merriilita).

Segundo Mason, as quantidades relativas de certos minerais estão diretamente relacionadas com a composição dos meteoritos. Ele exemplifica esquematicamente através da Tabela II-5 e figura II-6, onde ele plota, num gráfico, o peso em percentagem dos minerais contra  $100 \text{ MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ . Quando a relação cresce, a composição da olivina e dos piroxênios se torna mais magnésiana.

Acredita-se que o equilíbrio oxi-redutor seja um dos grandes responsáveis pela composição química e mineralógica dos condritos. Segundo as regras de Prior, o teor de Ni nas fases metálicas é um exemplo desse equilíbrio. Assim, à medida que a liga Fe-Ni enriquece-se de Ni, o teor de Fe nos piroxênios e na olivina cresce, tornando maior a relação  $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ .

(Todos são em peso por cento, exceto FeO/FeO+MgO, que é em Mol por cento)

	Enstatita	Olivina Bronzita	Olivina Hiperstenio	Olivina Pigeonita
Piroxênio	50-60(Fs <sub>0</sub> )	20-35(Fs <sub>14-20</sub> )	25-35(Fs <sub>20-30</sub> )	5
Olivina	-	25-40(Fa <sub>15-22</sub> )	35-60(Fa <sub>22-32</sub> )	65-70(Fa <sub>32-40</sub> )
Ni-Fe	20-28	16-21	1-10	0-6
Oligoclase	5-10	5-10	5-10	5-10
Troilita	7-15	~5	~5	~5
Total Fe	23-35	27-30	20-23	24-26
FeO	<1	7-12	12-22	22-29
FeO/FeO+MgO	<1	15-22	22-32	32-40

Fs = mol por cento de FeSiO<sub>3</sub>. Fa = mol por cento de Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>

TABELA II-5 Variação química e mineralógica dos grupos de condritos, (transcrita de Mason<sup>(1)</sup>).

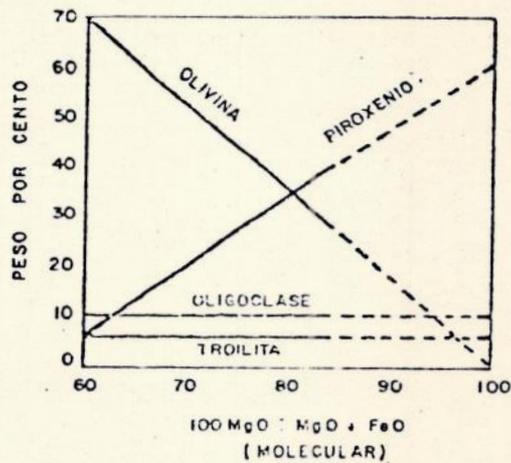


Fig. II-6

Representação esquemática da variação da composição mineralógica nos meteoritos condriticos. As linhas pontilhadas representam o hiato entre os condritos olivina bronzita e enstatita.

### II.1.5 - Origem dos Côndrulos

Qualquer teoria sobre a origem dos condritos tem de estar baseada na origem dos côndrulos. Na tentativa de se chegar à verdade, muitas hipóteses foram e vêm sendo levantadas atualmente sobre a origem dos côndrulos. No entanto, com os dados atuais, muitas dessas hipóteses já estão superadas. Portanto, tentarei relatar apenas as mais interessantes, plausíveis e históricas.

Brezina (1885) propôs que os côndrulos resultaram de uma cristalização rápida de silicatos líquidos, num tipo especial de segregação magnética.

Roy (1957), baseado nas idéias de Brezina, sugeriu que os côndrulos seriam produtos de uma cristalização de silicatos líquidos, mas que a maioria das rochas condriticas resultantes desse resfriamento sofreram metamorfismo e deformações posteriores.

Ringwood (1959), também numa variação da hipótese de Brezina, sugeriu que a cristalização esferulítica do magma se deu a uma temperatura abaixo de  $1000^{\circ}\text{C}$  e a altas pressões de  $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2\text{O}$ , a fim de permitir a formação das rochas condriticas.

Mason (1960-1962) sugeriu que os côndrulos são formados pelo metamorfismo térmico de uma massa amórfica ou rica em serpentina do condrito carbonáceo CI, à temperatura média de  $400^{\circ}\text{C}$ .

Como alguns cientistas acreditam que os côndrulos sejam resultado da cristalização esferulítica de um magma silicático homogêneo, ou quase homogêneo, há outros que defendem a origem dos côndrulos como resultado de uma simples condensação da névem solar primordial.

Wipple (1966) acredita que os condruos devem ter se originado da solidificação de gotículas silicáticas, por descargas elétricas no pó da nuvem primordial. Essa idéia vem sendo muito aceita atualmente.

Tschermak (1883) concluiu que existem dois tipos distintos de cõndruos: uns formados de grãos arredondados de minerais e fragmentos de rochas, e outros resultantes da solidificação de gotículas silicáticas e esférulas.

Urey e Craig (1953) propuseram que os cõndruos se originaram no impacto de dois asteróides, sendo que um seria muito maior que o outro. Os cõndruos seriam, assim, resultados do resfriamento e da cristalização de gotas silicáticas derretidas no impacto. Essas gotas já solidificadas, ou parcialmente solidificadas, cairiam sobre a superfície do asteróide de maior massa, dando origem, assim, aos cõndruos. Essa teoria vem sendo apoiada em experiências recentes, sobre a cristalização de gotas silicáticas fundidas e submetidas a um superresfriamento produzindo assim texturas semelhantes à dos cõndruos.

Kin e outros (1972) notaram a ocorrência de cõndruos nas amostras lunares da Apolo 14, associando tal fato à origem dos meteoritos condríticos. Concluiu que tais cõndruos resultaram do impacto de grandes meteoritos com a superfície lunar. Tais processos incluem a cristalização das gotículas silicáticas e esférulas, formadas pela fusão das rochas lunares no impacto, numa variação do mecanismo proposto por Urey e Craig.

As amostras lunares da Apolo 14 são oriundas dos arredores de uma grande cratera de impacto (formação Fra Mauro), onde se encontram depósitos da matéria ejectada no impacto. Esses depósitos devem ter sido submetidos a altas temperaturas

(800°C ou mais), e a diferença na taxa de resfriamento de suas várias porções deve ter provocado texturas diferentes.

Tal solidificação heterogênea na superfície do planeta pode ter provocado um gradiente térmico necessário para produzir os diferentes tipos petrológicos de Van Schmus e Wood para os condritos.

## II.2 - Acondritos

São aerólitos que não contêm condruolos, praticamente não possuem ferro-niquelífero, e são muito semelhantes às rochas terrestres em composição química e mineralógica, tornando difícil a sua identificação, a não ser pela nítida crosta de fusão nas quedas recentes.

Prior dividiu os acondritos em dois grupos principais: os acondritos pobres em cálcio (0 a 3% de Ca) e os acondritos ricos em cálcio (5 a 25% de Ca), que, por sua vez, são subdivididos em vários subgrupos.

Os acondritos podem ser caracterizados quimicamente pelo seu conteúdo de CaO e proporções relativas de FeO e MgO, que, plotados num gráfico, se agrupam em seus diferentes subgrupos, (Fig.II-7).

Além dos acondritos, especialmente os eucritos, serem muito antigos, da ordem de  $4,5 \times 10^9$  anos, foram muito pouco expostos aos raios cósmicos, de  $2,8$  a  $6,0 \times 10^6$  anos, o que levou Duke a sugerir que os meteoritos basálticos são originários de mares da Lua, como resultado de impactos de grandes meteoritos e os Howarditos originários das montanhas lunares. O que foi amplamente aceito, até que as amostras lunares, trazidas pelo

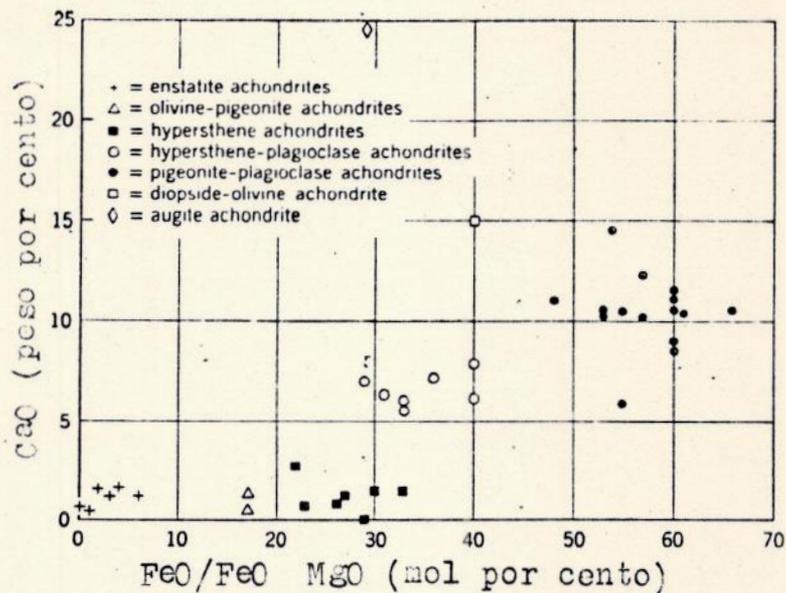


Fig. II-7 CaO (peso por cento) plotado contra FeO/FeO MgO (moles por cento) para os acondritos.

Projeto Apolo, não confirmassem. Todavia, o estudo da origem dos acondritos pode nos trazer grandes informações sobre a origem do sistema solar, uma vez que os acondritos constituem um grupo distinto química e mineralogicamente dos demais meteoritos.

### II.2.1 - Acondritos Pobres em Cálcio

ENSTATITA ACONDritos: São geralmente brechados, com fragmentos de enstatita de mais de 20mm de diâmetro incrustados na massa meteorítica. O único aubrito não brechado é o Shallowater, que apresenta cristais de enstatita de 45mm de diâmetro ou mais.

São caracterizados quimicamente por consistir essencialmente de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$ ; podem conter também oligoclásios, ferro-niquelífero (camacita) e troilita em quantidades acessórias.

**HIPERSTÊNIO ACONDritos (DIOGENITOS):** São muito similares aos enstatita acondritos, possuem hiperstênios quebrados e brechados, formando uma massa heterogênea de fragmentos de hiperstênio, grandes e pequenos.

Mineralogicamente, se constituem, em sua maior parte, de hiperstênio e de minerais acessórios, tais como olivina, plagioclásios, troilita, ferro-niquelífero e cromita.

**OLIVINA ACONDritos (CHASSIGNITOS):** O único representante do grupo é o Chassigny, um aerólito, pesando aproximadamente 4 kg e que caiu no dia 3 de Outubro de 1815 na França.

Muito similar à dunita terrestre, exceto pelo seu alto teor de  $\text{FeO}$ , consiste em mais de 95% de olivinas, encontrando-se também cromita, plagioclásios e ferro-niquelífero (tenita), em quantidades acessórias.

O Chassigny se assemelha muito aos olivina pigeonita condritos; difere apenas pela ausência de condruolos e pela quantidade de Fe-Ni, sugerindo sua formação a partir de uma recristalização do olivina pigeonita condrito.

**OLIVINA PIGEONITA ACONDritos (UREILITOS):** Os ureilitos diferem muito dos outros acondritos em sua composição. Além do ferro-niquelífero, são encontrados em alguns deles grânulos de diamante. Consistem de grânulos de olivina e clinopiroxênios encrustados em uma matriz carbonácea preta, o ferro-niquelífero se dispõe em torno dos grânulos de silicatos.

Uma explicação razoável para a presença de diamantes vem

sendo ainda discutida. Acredita-se que tenham se originado em um corpo parental de dimensões lunares; entretanto, Lipschutz e Anders (1961) mostrou que poderiam ter se originado de impactos a altas velocidades.

## II.2.2 - Acondritos Ricos em Cálcio

PIROXÊNIO PLAGIOLÁSIOS ACONDritos (EUCRITOS E HOWARDITOS): São os acondritos mais abundantes, muito semelhantes em suas composições químicas. A exceção é o meteorito brasileiro Serra de Magé, por conter, ao contrário dos outros, mais plagioclásios que piroxênios.

Nos Howarditos, a forma piroxênica dominante é o hipersênio, e nos eucritos, a pigeonita. Alguns deles apresentam estrutura semelhante aos gabros terrestres. Muitos são brechados, podendo até conter fragmentos de outros acondritos.

AUGITA ACONDritos (ANGRITOS): Também conhecidos como Angritos devido a seu único representante ser o meteorito brasileiro Angra dos Reis, que caiu nas proximidades desta cidade em 30 de janeiro de 1869. Seu peso inicial era 11/2 kg, contudo, só restavam 397g em 1897.

Quimicamente, se destaca por conter mais  $\text{CaO}$  e  $\text{TiO}_2$  que qualquer outro meteorito.

Mineralogicamente, consiste de 90% de augita; olivina e troilita em pequenas quantidades. É o único meteorito que contém augita verdadeira (um membro rico em alumínio da série dos hedembergitos diopsídios). É muito importante por não mostrar nenhuma semelhança com os demais acondritos.

DIPSÍDIOS OLIVINA ACONDritos (NAKLITOS): São os meteoritos

mais ricos em CaO depois do Angra dos Reis. Mineralogicamente consistem em aproximadamente: 75% de diopsídios; 15% de olivinas e uma pequena quantidade de plagioclásios e magnetita. Sua olivina é mais rica em  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  de que qualquer outro meteorito.

### III - SIDERÓLITOS

Os siderólitos foram designados como uma classe separada por Maskelyne em 1863. É um grupo mal definido, suas diferentes subdivisões têm pouco em comum, a não ser a composição heterogênea de metais e silicatos.

São subdivididos em dois grupos principais: os palasitos (olivina - metal) e os mesosideritos (olivina bronzita - metal); e mais dois grupos especiais, introduzidos por Mason, (1962), contendo apenas um representante; os siderófitos para o meteorito Steimbach, que é composto de: ortopiroxênio e tridimita em pequenas quantidades, encrustadas em uma massa de ferro-niquelífero. E o Lodranito para o meteorito Lodran, que é constituído de uma massa friável de olivina e ortopiroxênio, e ferro-niquelífero, em quantidades análogas.

#### III.1 - Palasitos

Os palasitos foram os primeiros objetos reconhecidos e aceitos como de origem extraterrestre. São constituídos basicamente de olivinas ( $\text{Fe,Ni}_2\text{S}_4\text{O}_4$ ) e ferro-niquelífero ( $\alpha$  Fe-Ni e  $\gamma$  Fe-Ni), apesar de também conterem: troilita (FeS), cromita ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ) e Schreibersita ( $\text{Fe,Ni}_3$ ), em quantidades menores.

Pela facilidade de separação dos elementos siderofílicos, lithofílicos e calcofílicos, os palasitos são boas fontes para o estudo da distribuição dos elementos. Os palasitos possuem algumas características singulares, como no caso das fronteiras mútuas, que alguns cristais de olivina possuem.

Suas inclusões apresentam-se em duas formas distintas: inclusões arredondadas; ou grupos de inclusões, finas, tubulares e alongadas, cristalograficamente orientadas em até três direções dentro de um mesmo cristal de olivina. Acredita-se que sejam as fontes do  $\text{CO}_2$  encontrado no aquecimento da amostra.

Não podemos ter certeza sobre os primeiros eventos ocorridos em sua história, uma vez que estes foram obscurecidos por eventos posteriores, entretanto podemos afirmar que sofreram mais de uma fusão.

Baseando-se nas leis de Prior, chega-se à conclusão que o metal e a olivina se equilibraram na presença de outros silicatos não mais existentes em quantidades significantes, levando (Nel 1949, B&G 1969) a sugerirem uma origem diretamente ligada aos aerólitos.

Os palasitos mostram terem se formado, totalmente ou parcialmente, por processos de segregação gravitacional, de líquidos e sólidos. A presença de olivinas angulares, olivinas dobradas, troilitas policristalinas, fragmentos de olivina e schreibersita incrustados em troilita, margens irregulares e apagadas entre os cristais e a parte metálica; são evidências de vários eventos de deformações ocorridas, ainda dentro de seu corpo parental.

Medidas da taxa de resfriamento, mostram terem se resfriado muito lentamente, mais lentamente ainda que os octaedritos, o que levou alguns pesquisadores a sugerirem que os palasitos sejam originários de grandes profundidades no interior do planeta de origem. Contudo, a posição real dos palasitos no interior do corpo parental, ainda é motivo de muita discussão.



Fig. III-1 Superfície polida do meteorito Brenham, a maior parte do Brenham é tipicamente palasítica, mas este corte mostra uma grande área de ferro-niquelífero com a estrutura de widmanstätten, esta amostra me de 18cm de comprimento.

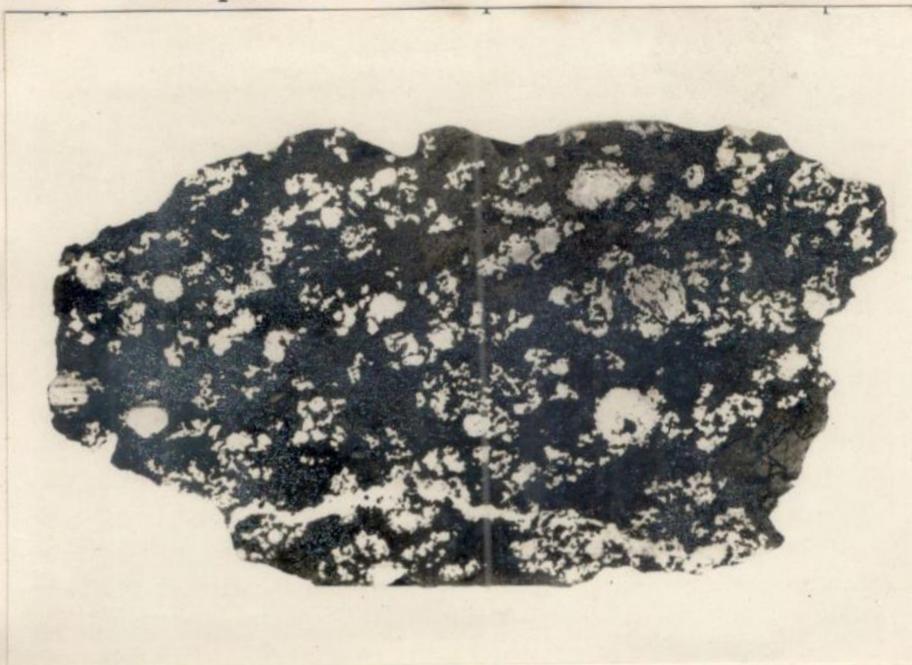
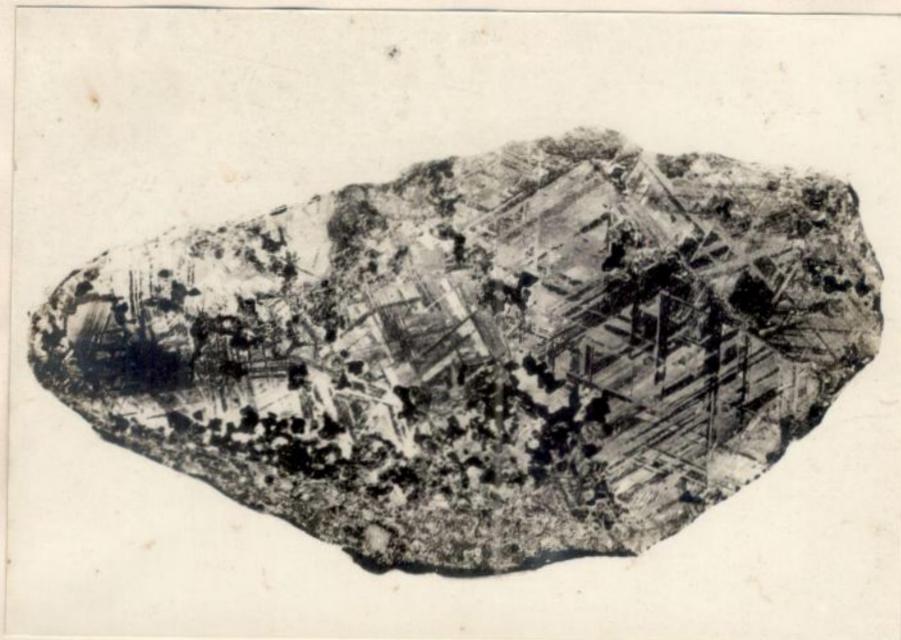


Fig. III-2 Superfície polida do meteorito Estherville neste mesosiderito o ferro-niquelífero (branco) tende a ocorrer em agregados e nódulos, esta amostra tem de comprimento 30cm.

### III.2 - Mesosideritos

O termo mesosiderito foi dado por Brezina para incluir os siderólitos com olivina e bronzita incrustadas na massa meteorítica, sendo esta última uma mistura de materiais palasíticos e eucríticos.

Os mesosideritos são compostos de quantidades iguais de Fe-Ni e silicatos. A parte metálica, geralmente, não forma uma massa contínua, como nos palasitos, geralmente se distribui em grãos irregulares, juntamente com os silicatos através do meteorito. O Fe-Ni contém cerca de 7% Ni não apresentando a estrutura de Widmanstattan. Os silicatos são, em sua maioria, plagioclásios e piroxênios.



SÃO JOÃO DE NEPOMUCENO

#### IV - SIDERITOS

São os meteoritos mais fáceis de se identificar, pois, além de serem mais resistentes aos processos intempéricos, despertam atenção por sua constituição metálica contrastante com as demais rochas terrestres. Contudo, ultimamente, com um número cada vez maior de siderúrgicas, e com elas, suas escórias e outros lixos metálicos, torna-se cada vez mais difícil, o reconhecimento dos sideritos, por pessoas destreinadas.

Os maiores meteoritos estão entre os sideritos, e acredita-se que tenham formado a maioria das grandes crateras meteoríticas. Além de não serem os mais numerosos, são os mais conhecidos e expostos pelos museus de todo o mundo, por serem os mais impressionantes.

A classificação dos sideritos está baseada em seu teor de níquel:

hexaedritos	4 - 6% Ni
octaedritos	6 - 14% Ni
ataxitos	> 12% Ni

Os sideritos são compostos basicamente de dois minerais: camacita (a célula unitária é o ferro  $\alpha$ , um cubo centrado, também chamado ferrita), e a tenita (sua célula unitária é o ferro  $\gamma$ , um cubo de faces centradas, também chamado austenita). Apesar de ocorrerem inclusões de outros minerais, tais como: grafita, schreibersita, daubrelita, cromita e troilita em menores quantidades, podendo até algumas inclusões conter cõndrulos.

A quantidade de níquel varia muito nos sideritos, como

podemos ver no histograma da figura IV-1. Nele está plotado o conteúdo de níquel versus o número de análises.

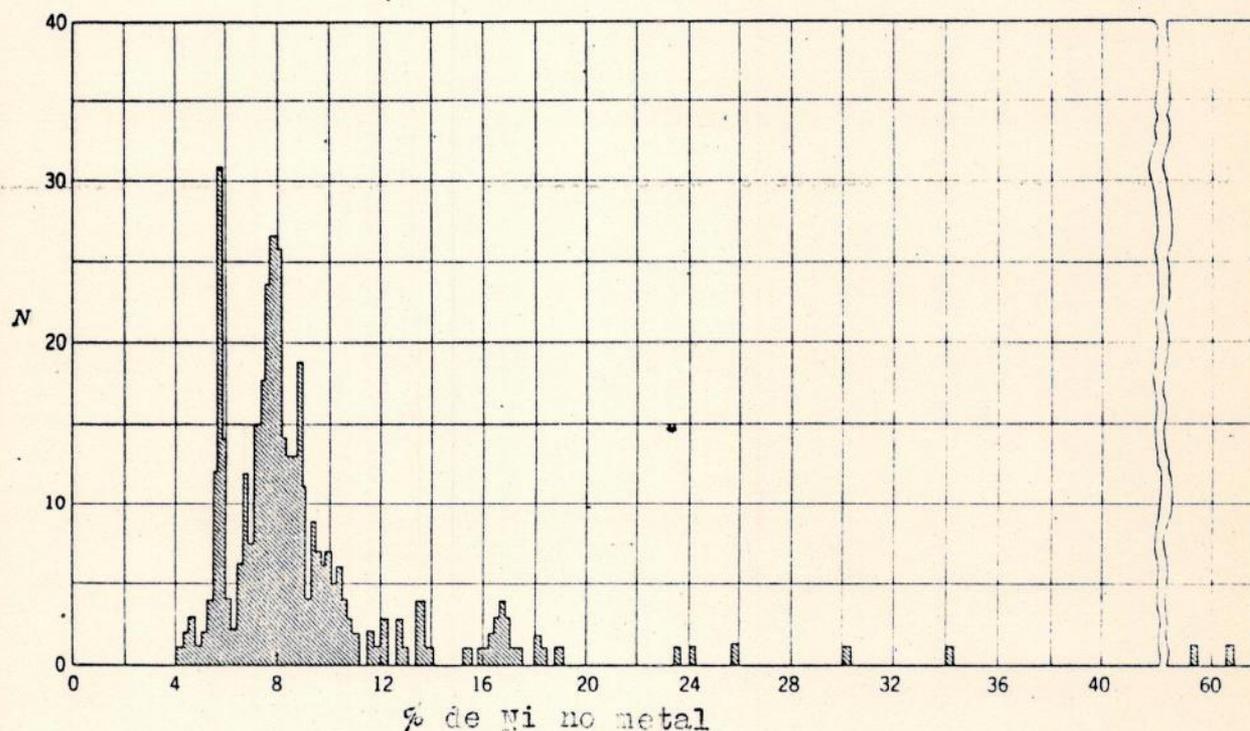


Fig. IV-1 A frequência de distribuição de níquel nas análises de sideritos (segundo Yavnel, 1958).

N = número de análises

#### IV.1 - Hexaedritos

Os hexaedritos são formados de grandes cristais de cama-cita, esses cristais têm uma clivagem paralela às faces de um cubo, daí o nome hexaedritos.

Se polidos e atacados em uma solução ácida branda, mostram uma série de linhas finas (linhas ou lamelas de Newmann).

Uhlig (1955) explicou que as lamelas de Newmann são lamelas de metais mecanicamente entrelaçadas, produzidas, pelo

entrelaçamento da estrutura cubo centrada da camacita ao longo do plano (112). Esses entrelaçamentos não ocorrem nos cubos de faces centradas da tenita. Portanto, as lamelas de Newmann só ocorrem na camacita, ou na plessita. Uhlig mostrou que as lamelas de Newmann só poderiam ter se formado sob temperaturas inferiores a 300°C, e nunca acima de 600°C. Concluiu serem conseqüências de algum impacto ou uma explosão violenta.

Os hexaedritos têm uma composição química bem uniforme. Mineralogicamente, são formados praticamente de camacita, sendo que podem ocorrer outros minerais em quantidades acessórias; como a schreibersita, em inclusões macroscópicas, ou em pequenos cristais (rhabdita), troilita em nódulos arredondados, daubrelita, geralmente adjacente à troilita, e grafita, em nódulos associados à troilita.

Quando o teor de Ni ultrapassa 6%, os hexaedritos se transformam em octaedritos grosseiros. Pois a quantidade de Ni excede ao máximo de solubilidade na camacita, fazendo com que a fase tenítica (rica em Ni) se forme ao longo das bordas dos cristais de camacita. É essa segregação inicial que marca teoricamente a transição entre os hexaedritos e os octaedritos.

#### IV.2 - Octaedritos

São os sideritos mais numerosos, são assim chamados por mostrarem, quando polidos e atacados por uma solução ácida branda, uma estrutura de lamelas entrelaçadas de camacita e tenita, paralelas às faces de um octaedrito (111), chamada

estrutura de Widmanstätten, em homenagem ao seu descobridor, Count Alois de Widmanstätten (1808).

A estrutura de Widmanstätten é uma série de lamelas entrelaçadas, em 2, 3 ou 4 direções. As partes longas das lamelas são de camacita e o espaço entre elas de plessita (uma mistura de camacita e tenita), e uma fina camada ao longo das lamelas de camacita encontra-se a tenita.

A configuração da estrutura de Widmanstätten, varia com a orientação do corte, como mostra a figura IV-2.

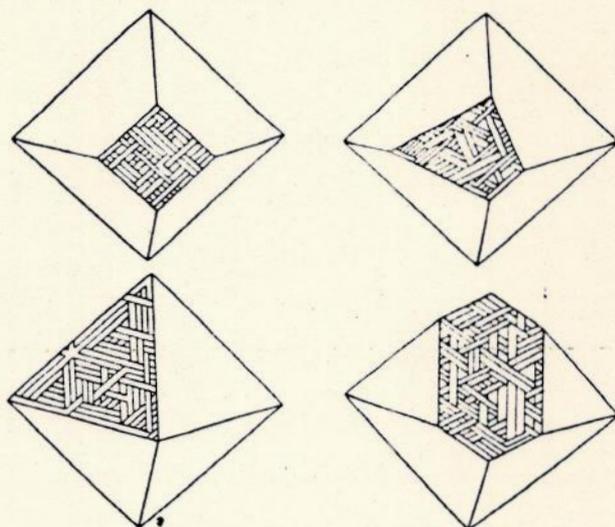


Fig. IV-2 cortes mostrando o crescimento da estrutura de Widmanstätten segundo a orientação cristalográfica. ( va son )

Os octaedritos são subdivididos em três subgrupos: octaedritos grosseiros, octaedritos médios e octaedritos finos, que estão diretamente relacionados com o teor de níquel.

Os octaedritos tais como os hexaedritos apresentam praticamente os mesmo minerais acessórios.

#### IV.3 - Ataxitos

São sideritos ricos em Ni, não apresentam estruturas macroscópicas definidas. Pois, com o aumento do Ni, as lamelas dos octaedritos vão se tornando cada vez mais finas, até que se tornam descontínuas, desaparecendo assim a estrutura de Widmanstätten.

Consistem essencialmente de plesseita, exceto em alguns mais ricos que 25% de Ni, tais como o Santa Catarina, que consiste basicamente de tenita, possuindo algumas inclusões de camacita.

#### IV.4 - Estrutura de Widmanstätten

Existe uma certa correlação entre a largura das placas de camacita, e o teor de níquel dos meteoritos; no entanto, essa correlação não é rígida, podendo ocorrer lamelas de camacita de mesma largura, em meteoritos de diferentes teor de níquel. O que vem a provar que: meteoritos com a mesma quantidade de níquel não tiveram necessariamente a mesma taxa de resfriamento, ou que pertenceram a meios idênticos.

Com o auxílio da micro-sonda eletrônica, foi possível se determinar a distribuição do níquel, em cada ponto dos cristais de camacita e tenita, figura IV-3, mostrando que essa distribuição não é homogênea, como se supunha, e sim maior nas regiões adjacentes às bordas, nas placas de tenita, apresentando assim um perfil em forma de M. Esse perfil de difusão, pode ser explicado, pelo crescimento controlado da camacita  $\alpha$ , a partir da fase homogênea inicial  $\gamma$ , no diagrama de equilíbrio Fe-Ni (Fig. IV-4).

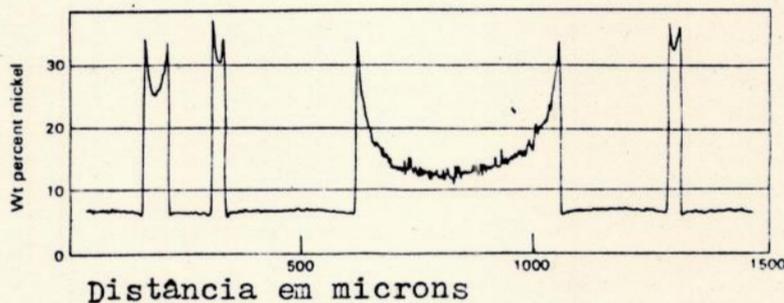
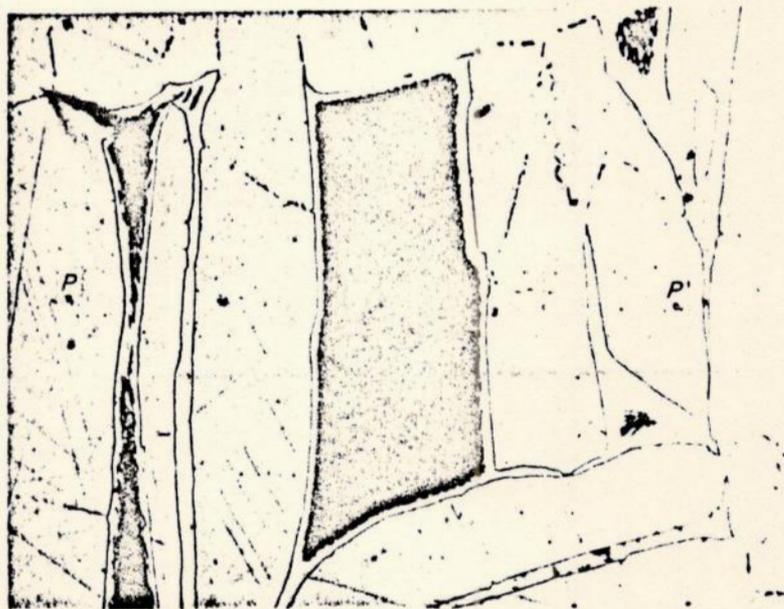


Fig. IV-3 ( Acima ) Estrutura de Widmanstätten vista ao microscópio por luz refletida. Partes escuras, campos de plessita rodeados por uma fina camada de tenita; e sob forma de lamelas a camacita. ( Embaixo ) Perfil mostrando a concentração de Ni ao longo da Estrutura ( de P a P' ) na microssonda eletrônica . (Wood).

Como o  $\alpha$  precipitado é de composição química diferente do  $\gamma$  parental, o crescimento do  $\alpha$  depende da transferência do ferro-niquelífero  $\alpha$  dentro do  $\gamma$  residual. E, uma vez que a migração do níquel é mais rápida no b.c.c. ( $\alpha$ ), que no f.c.c. ( $\gamma$ ) o processo atômico que controla o crescimento da camacita é a taxa de difusão do Ni na fase  $\gamma$ .

Suponhamos que, em qualquer estágio de crescimento, a composição local de contacto das fases no crescimento da interface, seja dado pelo diagrama de equilíbrio de fase. A homogeneidade química só poderá ocorrer se a taxa de resfriamento for infinitamente lenta em comparação à migração atômica, como o  $\alpha$  precipitado é de composição química diferente do  $\gamma$  parental, o crescimento de  $\alpha$  depende da transformação do ferro-niquelífero  $\alpha$  dentro do  $\gamma$  residual, uma vez que a migração do Ni é mais rápida no b.c.c.  $\alpha$  que no f.c.c.  $\gamma$ .

Para deduzir uma história do resfriamento apropriada, e considerando um resfriamento uniforme de  $T^\circ\text{C}/\text{ma}$ , um meteorito de composição  $C_0$  ao se resfriar, passa do campo homogêneo  $\gamma$ , para o campo composto ( $\alpha + \gamma$ ), na temperatura  $T_0$  (Fig. IV-4). No entanto, a camacita só começará a se formar depois de um certo tempo  $\Delta T = T_0 - T_i$ , onde  $T_i$  é a temperatura de nucleação; no estágio  $T_m$ , a solubilidade sólida do níquel na camacita  $\alpha$ , atinge seu ponto máximo, e no estágio  $T_r$ , ao limite de solubilidade em  $\alpha$ .

A nucleação da camacita se dá a uma distância  $X_0$  do centro de nucleação da outra placa de camacita (Fig. IV-5). Como a essa temperatura  $T_i$ , a difusão do níquel na fase  $\alpha$  é bastante rápida, a camacita cresce com uma composição química uniforme  $\alpha$ , o níquel rejeitado pelo crescimento da camacita, passa para o  $\gamma$  residual, que, por possuir uma taxa de difusão menor, faz com que haja uma maior concentração de níquel nas regiões adjacentes à interface.

A fase  $\alpha$  cresce em apenas uma direção, além de conservar a quantidade de níquel em todos os estágios de seu crescimento. Portanto, podemos notar que, quanto mais distante da região do  $\gamma$  residual, menor a variação da quantidade de

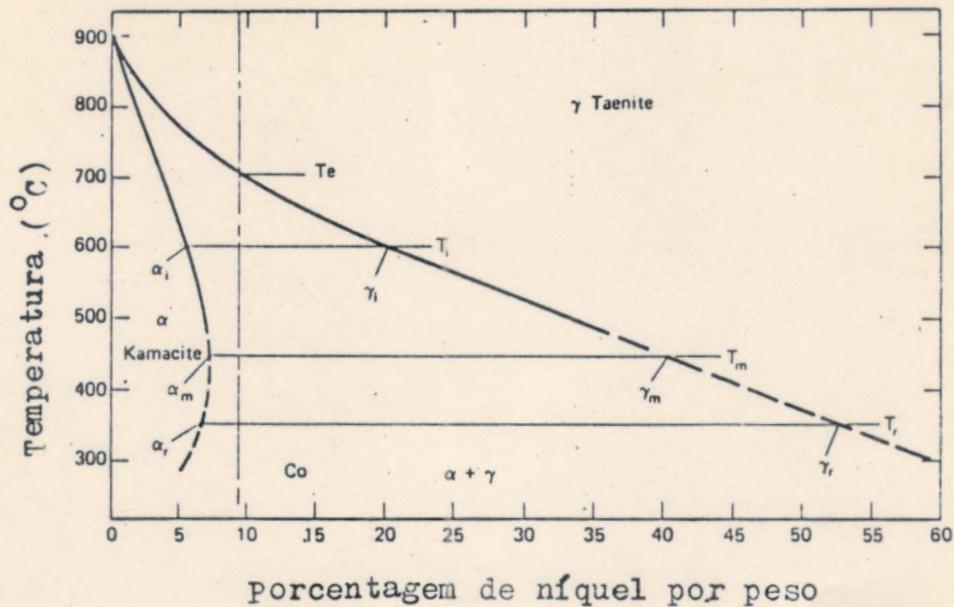


Fig. IV-4 Diagrama de equilíbrio de fase do ferro-niquelífero, mostrando os campos estáveis de kamacite (ferro- $\alpha$ ), tenita (ferro- $\gamma$ ) e a região composta ( $\alpha + \gamma$ ). A linha quebrada vertical, representa o resfriamento para uma massa de 9% do peso de Ni. As várias linhas isotérmicas, indicam as composições de fases coexistentes para as condições de equilíbrio.



Estrutura de Widmanstätten numa superfície polida e atacada no octaedrito de Calven.

Chondrites (b.y.)	Achondrites (b.y.)	Irons (b.y.)	Author
4.8 ± 0.4			Schumacher (1956)
4.7			Herzog and Panson (1956)
4.6 ± 0.44			Webster <i>et al.</i> (1957)
4.3 - 4.7			Gast (1962)
4.46 ± 0.35*			Murthy and Compston (1965)
	3.7 ± 0.2		Compston <i>et al.</i> (1965)
4.52 ± 0.12			Pinson <i>et al.</i> (1965)
4.45 ± 0.03			Shields <i>et al.</i> (1966)
		3.8 ± 0.1	Burnett and Wasserburg (1967a)
		4.25 - 4.75	Burnett and Wasserburg (1967b)
	4.7 ± 0.1		Bogard <i>et al.</i> (1967)
4.38 - 4.70			Shima and Honda (1967)

Ages calculated using  $\lambda = 1.39 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ .  
 \* = carbonaceous chondrites.

Transcrita de D. York e R. M. Farqhar

Tabela VI-2 - Idade dos meteoritos pelo Método Rb - Sr

os resultados num gráfico  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  x  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , obtiveram uma curva isocrônica (Fig.VI-5)

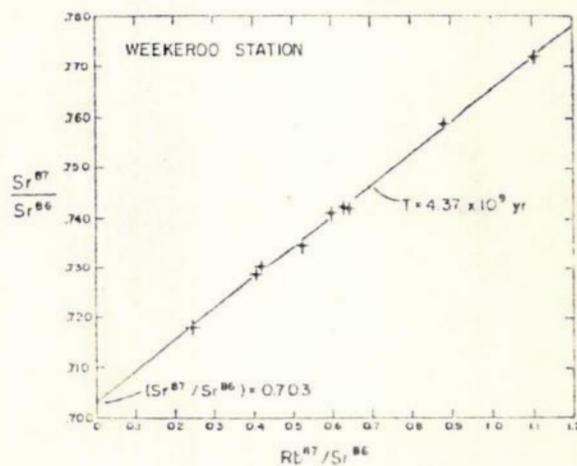


Fig. VI-5 Isocronia para os nódulos silicáticos no siderito Weckerroo Station (segundo Burnett e Wasserburg, 1967; transcrita do livro *The Earth's age and geochronology* de D. York e R. M. Farqhar

níquel.

Como a camacita conserva a mesma quantidade de níquel em todo o seu crescimento, no estágio  $T_m$ , onde a concentração de níquel atinge seu estado máximo, a largura da camacita consequentemente estará em sua fase mínima. A quantidade de níquel na interface, nesse instante, é  $\gamma_m$ , e no momento ilustrado na figura IV-5, há obviamente uma superposição entre o perfil de difusão das placas de camacita vizinhas, causando o formato de M na tenita residual.

No estágio  $T_r$ , as composições das interfaces são  $\alpha_r$  e  $\gamma_r$ , contudo, nessa temperatura, a taxa de difusão do níquel na fase  $\alpha$  é tão baixa que não é possível se chegar a uma composição homogênea  $\alpha_r$  em toda a camacita, causando um empobrecimento de Ni nas fronteiras  $\alpha/\gamma$ , conhecida como efeito Aggrel.

Portanto, a largura das placas de camacita não vai depender somente da quantidade inicial de níquel, mas também da redistribuição do níquel nas fases  $\alpha$  e  $\gamma$ , no desenvolvimento das interfaces. É importante lembrar que as proporções de  $\alpha$  e  $\gamma$  não podem ser dadas pelas leis de equilíbrio, uma vez que como podemos ver a fase  $\gamma$  não é homogênea.

Para estabelecer o complexo processo de redistribuição do Ni, através das fases  $\alpha$  e  $\gamma$ , foi desenvolvido um sistema de programas baseado nos conhecimentos de equilíbrio de fase e do coeficiente de difusão do níquel em função da temperatura. Numa tentativa de reconstituir no computador o perfil de M, resolvendo as equações de Fick, Wood chegou à conclusão de que suas amostras tiveram: uma temperatura de nucleação  $100^\circ\text{C}$  abaixo da temperatura de equilíbrio de fase;

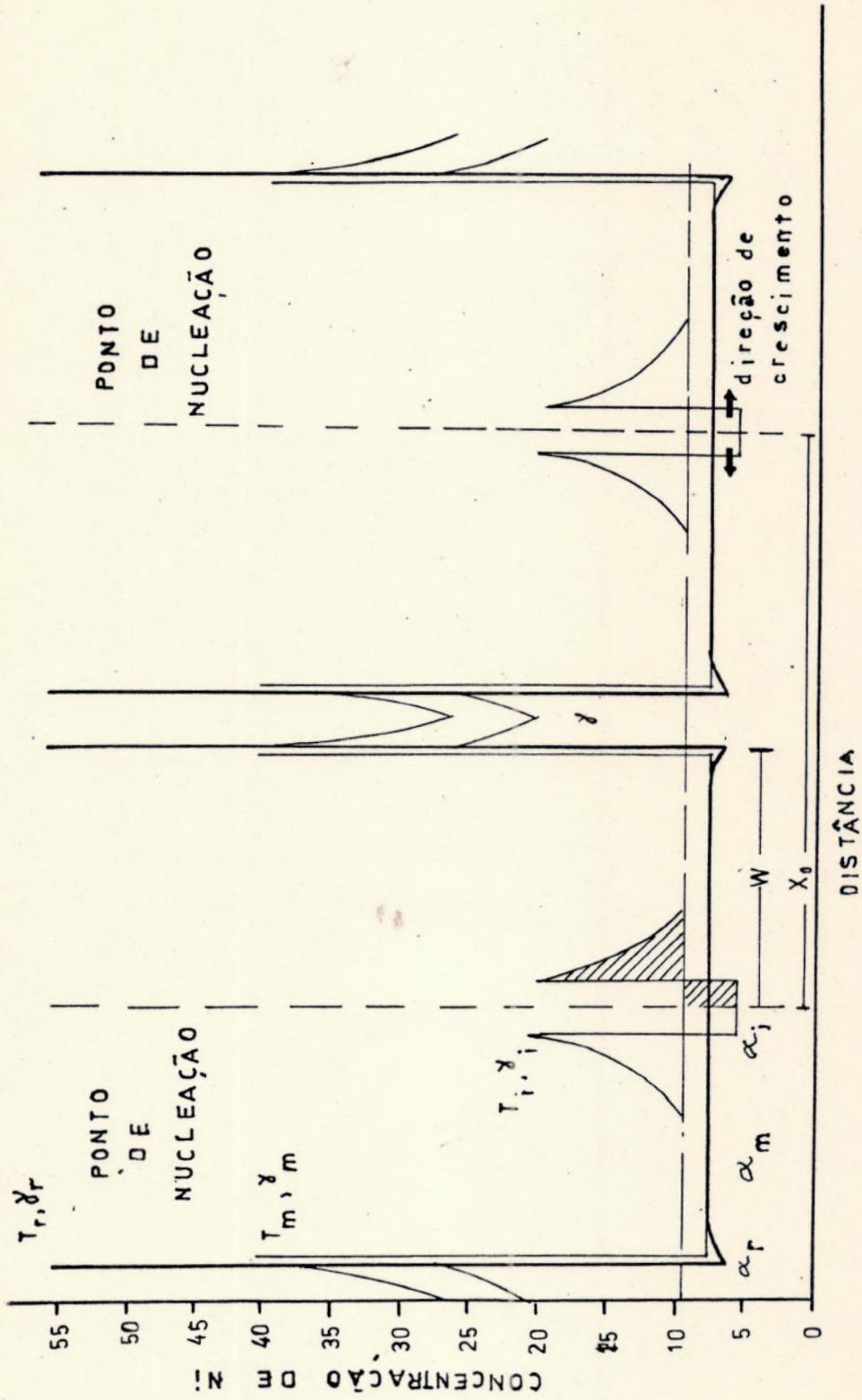


FIG. 1W-5 Desenvolvimento do gradiente composicional de Ni na camada e na tenita, no crescimento de estrutura de Widmanstätten. Considerando as 3 temperaturas  $T_i$ ,  $T_m$ ,  $T_r$  e o final do desenvolvimento é mostrado na temperatura  $T_r$ .

uma taxa de resfriamento entre 1 e  $10^{\circ}\text{C}/10^6$  anos, concluindo, portanto, que poderiam ter se originado no centro de um corpo parental que medisse cerca de 100 a 200 km de raio.

Entretanto, Goldstein e Ogilvie, utilizando meteoritos que ainda continham alguns campos extensos da tenita parental (plessita), examinaram o efeito da pressão no crescimento da estrutura de Widmanstätten, chegando à conclusão que tais estruturas não poderiam ter se formado a pressões maiores que  $10^4$  atmosferas, o que limita o tamanho dos corpos parentais dos sideritos.

Goldstein e Short, utilizando o programa do modelo de crescimento, para obter uma solução entre: a quantidade de níquel e a largura das placas de camacita, chegaram ao gráfico da figura IV-6. Possibilitando, assim, a determinação da taxa de resfriamento de qualquer meteorito, bastando que se

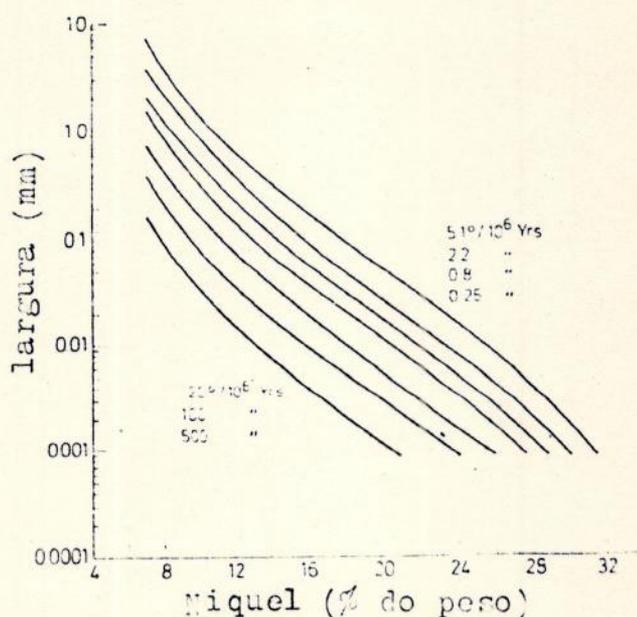


Fig. IV-6 Taxa de resfriamento da estrutura de Widmanstätten a  $500^{\circ}\text{C}$  como função da largura das placas de camacita e do teor de Ni do meteorito. Goldstein & Short (1967)

conheça a quantidade de níquel e a largura verdadeira das placas de camacita. Contudo, esse método só válido para meteoritos que tenham placas de camacita bem desenvolvidas.

#### IV.5 - Elementos Secundários

Encontram-se nos sideritos elementos secundários, tais como o cobalto, que chegam a atingir quantidades de 0,3 a 0,7% de seu peso, e no entanto, não exercem nenhum efeito notável na estrutura binária Fe-Ni.

Existe também elementos, tais como: o Ga, Ge e Ir, em quantidades mínimas, de partes por milhão, que não chegam a afetar o diagrama de equilíbrio.

No entanto, encontram-se também elementos tais como: P, C, S, em quantidades muito pequenas, mas que chegam a afetar a microestrutura.

O fósforo está quase sempre presente, em quantidades de (0,1 a 1% do peso) na forma de  $(Fe, Ni)_3P$  (schreibersita ou rabdita), sugerindo um estudo do diagrama de equilíbrio ternário Fe-Ni-P. Considerando assim o efeito do fósforo na estrutura de Widmanstätten, chegou-se à conclusão de que o fósforo aumenta a solubilidade sólida do níquel na fase  $\alpha$  e a diminui na fase  $\gamma$ . O que veio explicar os problemas aparentes encontrados na aplicação do diagrama binário, na formação da estrutura de Widmanstätten.

Mais ainda, Goldstein e Doan, conseguiram produzir pela primeira vez em laboratório a estrutura de Widmanstätten, em ligas de Fe-Ni, utilizando 0,1% do peso de P, durante o resfriamento das ligas através da região  $\alpha + \gamma$  do diagrama de fase. Concluindo assim que o fósforo age como uma espécie de

catalizador para a camacita. Portanto, qualquer avaliação da taxa de resfriamento deve levar em conta a quantidade de P existente na amostra.

A presença do carbono também influencia a formação da estrutura de Widmanstätten. Contudo, a distribuição macroscópica de C através do meteorito não é uniforme, o que permite evitar as regiões mais ricas em carbono, no estudo do desenvolvimento da estrutura de Widmanstätten. No entanto, essas regiões podem ser significativas para o estudo dos processos de solidificação a altas temperaturas.

Apesar da abundância cósmica do enxofre, os meteoritos mostram uma certa escassez desse elemento, portanto procura-se contornar esse problema utilizando as regiões mais ricas em enxofre. Acredita-se que a presença do enxofre no líquido metálico original abaixe o ponto de fusão da parte metálica, fazendo com que estes se fundam antes da parte silicática, auxiliando assim a formação do núcleo do corpo asteroidal.

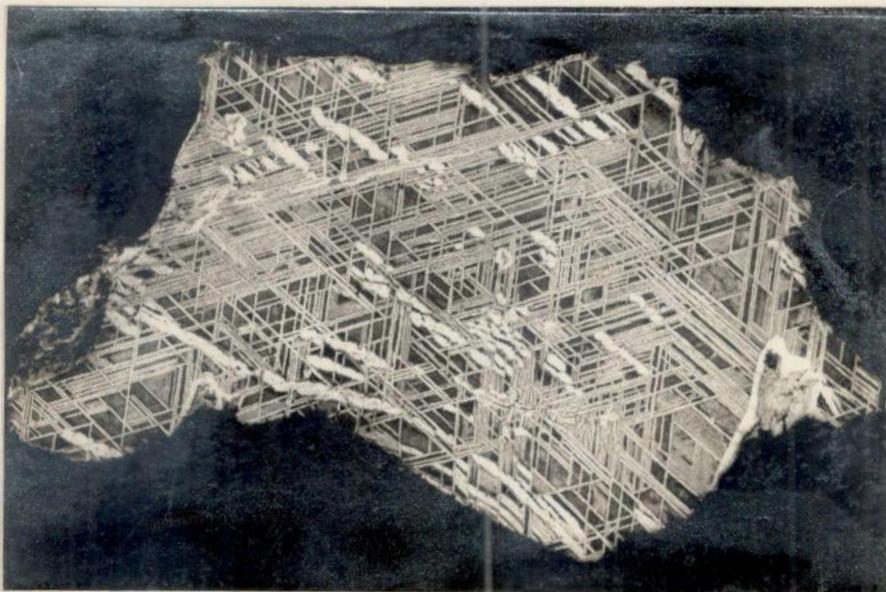


Fig. IV-7 superfície polida e atacada do octaedrito fino Edmonton, as estreitas lamelas branca, são camacita, e as áreas angulares cinza são plessita, as bandas branca irregulares que cortam a configuração octaédrica também são de camacita.

## V - MICROMETEORITOS

O termo micrometeorito ou micrometeoróides vem sendo aplicado para as pequenas partículas ablasadas da superfície dos grandes meteoróides, poeira cósmica interplanetária e interestelar, material meteorítico primário de pequeno tamanho, e partículas de origem diversa..

Materiais fundidos e recondensados foram encontrados ao redor de diversas crateras de impacto terrestres; são também chamados de micrometeoritos.

Brownlee (Caltech), Ganapathy (U. de Washington) e muitos outros identificaram fragmentos de meteoritos condriticos nos sedimentos de regiões abissais. Pequenas esférulas de ferro que vêm a muito tempo sendo consideradas como resultados da ablação atmosférica e fusão dos meteoróides metálicos. Estes pesquisadores mostraram que tais partículas são também oriundas de aerólitos.

Apesar de terem apenas milímetros de diâmetro e estarem a milhões de anos no fundo do mar, algumas dessas esférulas (como são comumente chamadas) retêm ainda muitas informações referentes à sua origem. As esférulas mais bem preservadas mostram, quando aquecidas, grânulos individuais de olivina juntamente com vidro e magnetita.

Os trabalhos com os micrometeoritos do fundo do mar, apenas começaram, mas parecem muito promissores. Pois, ao contrário dos meteoritos terrestres (a maioria quedas recentes), são muito antigos, o que permite o estudo dos materiais extretreterrestres durante o intervalo de milhões de anos.

Tentativas de coletar micrometeoritos primários direta-

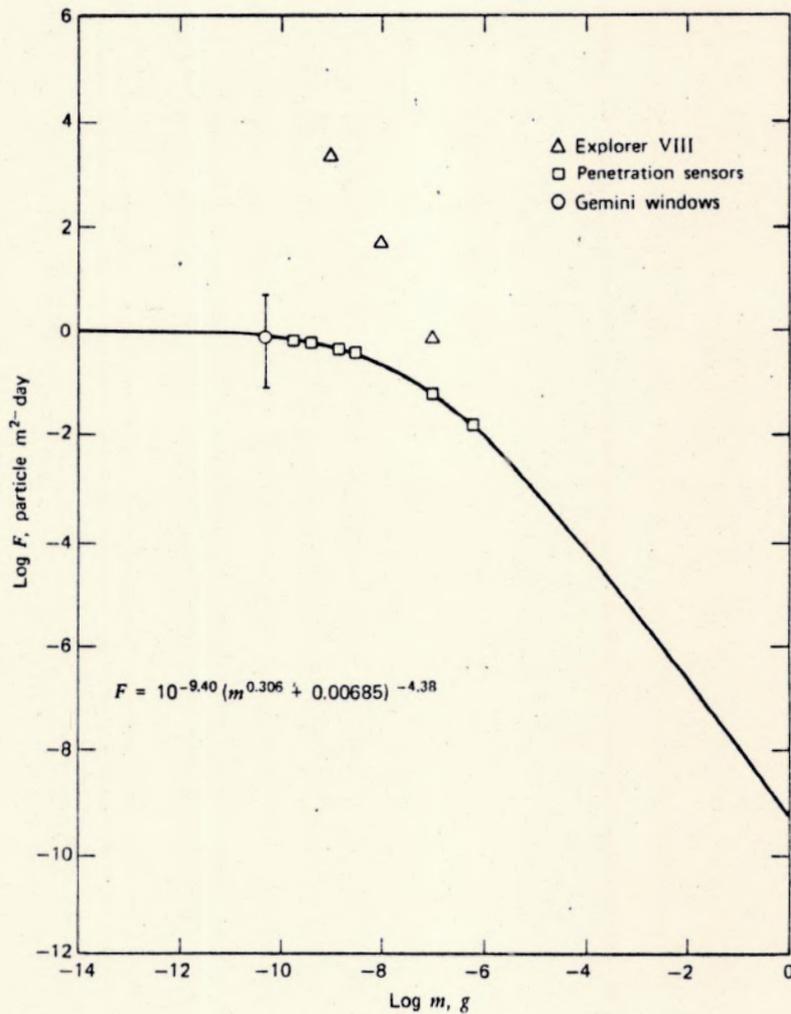


Fig. 5-1 Fluxo cumulativo (  $\log F$  ) versus a massa do meteoróide (  $\log m$  ), segundo Zook e outros, 1970) Nenhum dado de detector acústico foi usado na construção desta curva.

mente de coletores de cápsulas espaciais, foguetes suborbitais e aviões de altas altitudes, foram pouco sucedidas, pois são contaminados por pequenas partículas de várias fontes distintas. Foram observados impactos de micrometeoritos nas janelas e equipamentos das espaçonaves, juntamente com resíduos em torno dessas micrateras. No entanto, esses dados contêm poucas informações.

Na tentativa de descobrir o fluxo de massa dos micrometeoróides nas redondezas da Terra, diversos vôos experimentais coletaram esse material. Os dados dessa pesquisa foram resumidos por Zook e outros (1970) na figura V-1.

Os micrometeoritos podem ser oriundos de diversas fontes: asteróides, poeira cósmica, poeira cometária, bem como ejeções secundárias de poeira lunar no impacto de grandes meteoritos.

As coleções e análises dos micrometeoritos terão que esperar pelos coletores das áreas superficiais dos vôos orbitais de grande duração.

## VI - IDADE DOS METEORITOS

### VI.1 - Radioatividade

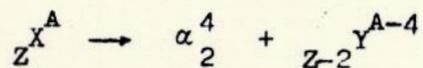
A radioatividade foi descoberta por Becquerel, em 1896, quando constatou que os sais de urânio emitiam radiações, excitados ou não pela luz, e que, mesmo protegidos de todas as radiações conhecidas, durante meses ainda emitiam radiações penetrantes, com a mesma intensidade. Compreendeu que essas radiações não eram fluorescências, mas sim originárias do próprio urânio.

A descoberta da radioatividade levou vários cientistas da época tais como Pierre e Marie Curie, a descobrirem outros elementos radioativos como: o polônio e o rádio, semelhantes ao bismuto e ao bário, mas, respectivamente, 10 bilhões e 20 milhões de vezes mais ativos. A habilidade, a paciência e o entusiasmo dispensados nesse trabalho estão relatados na biografia "O Urânio".

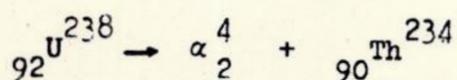
#### VI.1.1 - Partículas $\alpha$

São núcleos de Hélio, constituídos de 2 prótons e 2 nêutrons. Portanto, são partículas positivas.

No processo de desintegração temos:

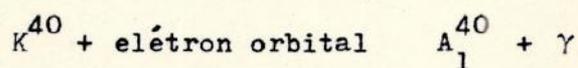


exemplo:

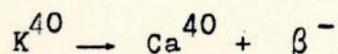


VI.1.2 - Partículas  $\beta$ 

São elétrons emitidos de alguns núcleos radioativos. O número atômico aumenta de uma unidade, enquanto que o número de massa permanece o mesmo. Pode ocorrer também a captura de uma partícula (elétron orbital), assim o número atômico cai de uma unidade e o de massa se mantém.



ou

VI.1.3 - Emissão  $\gamma$ 

São radiações eletromagnéticas, altamente energizadas, emitidas por um núcleo, quando este passa de um estado mais excitado para um menos excitado. Ocorre sempre acompanhando as radiações  $\alpha$  e  $\beta$ .

## VI.1.4 - Lei da Desintegração de uma Substância Radioativa

Nas substâncias radioativas o número de átomos de uma dada espécie se modifica com o passar do tempo.

Seja:

para  $t = t_0 \rightarrow N_0$  n° de átomos radioativos pais iniciais

para  $t = t \rightarrow N$  n° de átomos pais presentes no tempo  $t$

$\lambda =$  cte de decaimento (cte de desintegração) é a probabilidade para que um átomo se desintegre na unidade de tempo  $t$

$$\Delta N = N - N_0 \text{ (variação negativa)}$$

A variação do número de átomos ( $\Delta N$ ) deve ser proporcional ao número de átomos  $N$  e ao intervalo de tempo  $t$ .

$$\Delta N \sim (-N \Delta t)$$

$$\Delta N = -\lambda N \Delta t$$

diferenciando temos:

$$dN = -\lambda N dt$$

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt$$

integrando temos:

$$\int \frac{dN}{N} = - \int \lambda dt$$

$$\ln N = -\lambda t + C$$

$N = N_0$  nº de núcleos presentes em algum tempo arbitrário  $t = 0$

$$\ln N_0 = C$$

$$\ln N = -\lambda t + \ln N_0$$

$$\ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t$$

$$\frac{N}{N_0} = e^{-\lambda t}$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

#### VI.1.5 - Meia Vida

É o tempo necessário para que o número de átomos iniciais se reduza à metade:

$$N = \frac{N_0}{2} \rightarrow t = \tau$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

substituindo temos:

$$\frac{N_0}{2} = N_0 e^{-\lambda \tau}$$

$$\frac{1}{2} = e^{-\lambda \tau}$$

$$\ln\left(\frac{1}{2}\right) = -\lambda \tau$$

$$\tau = -\frac{\ln(1/2)}{\lambda}$$

$$\tau = -\frac{\ln 1 - \ln 2}{\lambda}$$

$$\tau = -\left(\frac{0 - \ln 2}{\lambda}\right)$$

$$\tau = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

$$\tau = \frac{0,693}{\lambda}$$

na tabela VI-1 temos alguns valores de meia vida.

ISÓTOPO	$\lambda (10^{-10} \text{ anos})$	$t \frac{1}{2} (10^9 \text{ anos})$
$K^{40}$	$\lambda = 0.585$	11.8
	$\lambda_{\beta} = 4.72$	1.47
	$\lambda = 5.31$	1.31
$Rb^{87}$	0.147	47.0
	ou 0.139	ou 50.0
$U^{238}$	1.54	4.51
$U^{235}$	9.72	0.713
$Th^{232}$	0.499	13.9
$Re^{187}$	0.161	43.0

Tabela VI-1 - Valores de meias-vidas e constantes de decaimento em uso.

## VI.2 - Idade de Retenção dos Gases

As técnicas de datação envolvendo:  $K^{40}$  -  $Ar^{40}$  e U, Th - He, nos são a idade de retenção dos gases. Que é o tempo que decorre desde que o meteorito, no seu resfriamento alcançou a temperatura crítica para o acumulo dos gases: Ar e He.

### VI.2.1 - Idade K - Ar

Nem todas as idades determinadas por esse método podem ser confiáveis, devido à grande dificuldade em se determinar a pequeníssima quantidade de potássio, e do meio utilizado para extrai-los. Com esse método, encontramos idades variando de 400 milhões de anos a 5 bilhões de anos. Entretanto, há uma faixa de idades confiáveis, que vai dos 4,0 aos 4,8 bilhões de anos, como podemos ver claramente na figura VI-1.

Esse método não pode ser usado nos sideritos, pois tanto o  $Ar^{40}$  quanto o  $K^{40}$  podem ser produzidos nos sideritos por bombardeamento de raios cósmicos.

### VI.2.2 - Idades U - He, Th - He

Tanto o  $He^3$  quanto o  $He^4$  são produzidos nos meteoritos por bombardeamento de raios cósmicos, necessitando, assim, de uma correção.

Tanto quanto as idades K - Ar, há uma grande discrepância entre as idades, que variam dos 4 aos 5 bilhões de anos, (Fig.VI-2). Há uma grande semelhança entre essa idade e a idade Th - He-

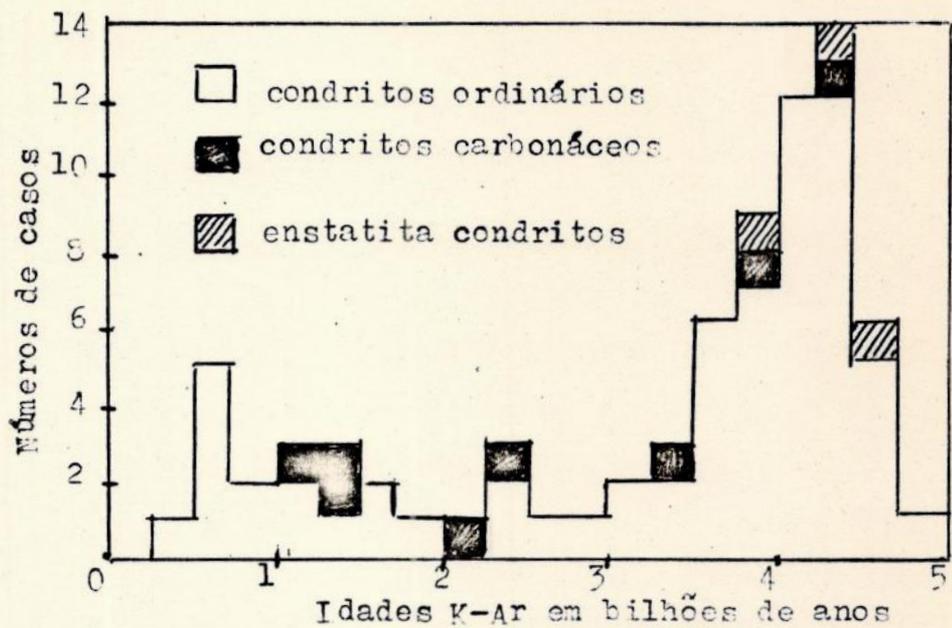


Fig. VI-1 Histograma mostrando as idades K-Ar dos condritos ( segundo Anders, 1963 )

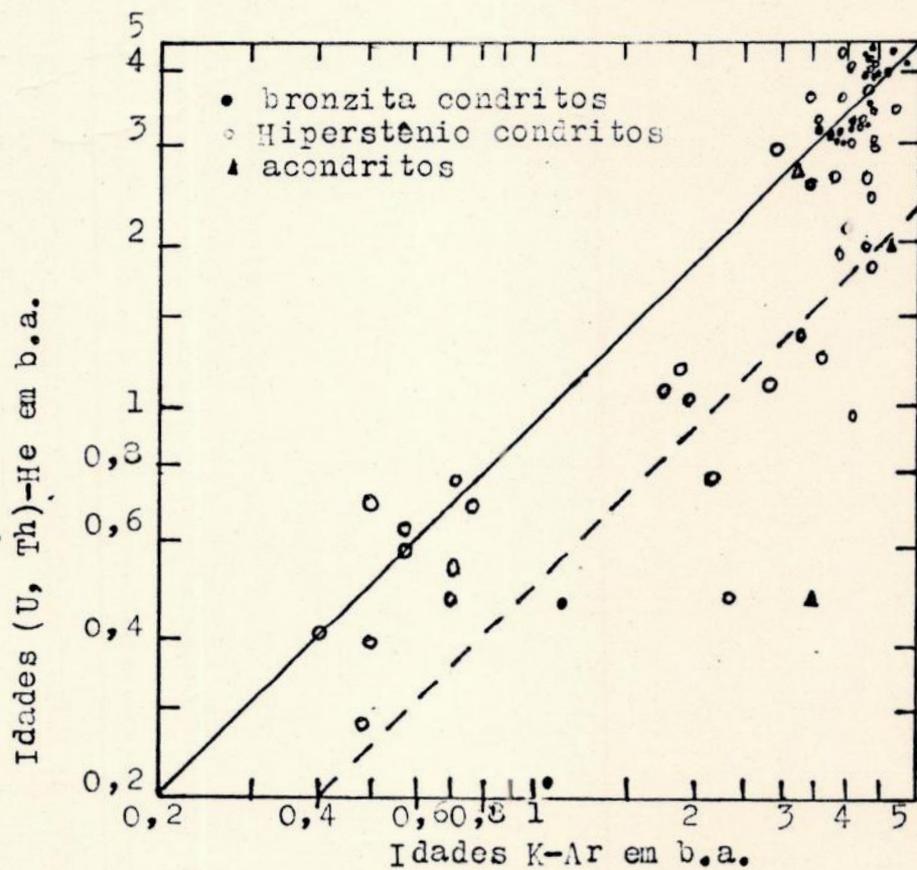


Fig. VI-2 Idades U, Th-He versus idades K-Ar para aerolitos.

Também não podem ser aplicados aos sideritos, devido à pequena quantidade de urânio que esses contêm, de 0,003 - 0,3 ppb, e pela maioria do hélio encontrado ser de origem cosmo-gênica.

Na figura VI-3 aparecem as idades de 69 aerólitos. Podemos notar que a maioria dos meteoritos tem aproximadamente a mesma idade; alguns mais velhos, com idades entre 3,5 e 4,5 ba, que coincidem com as idades calculadas pelos processos  $Rb^{87} - Sr^{87}$  e  $Pb^{207} - Pb^{206}$ ; e outros bem mais novos formados de aproximadamente 10 hiperstênio condritos, os quais, segundo Anders, sofreram uma colisão catastrófica no espaço, a

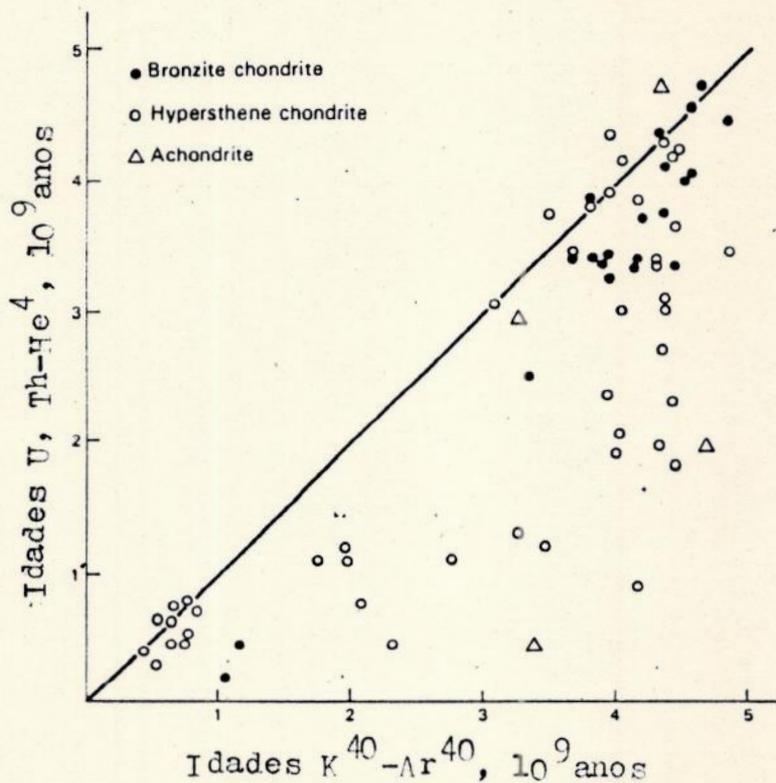


Fig. VI-3 Idades de retenção de gases para 69 aerólitos numa comparação dos resultados obtidos pelos métodos  $U, Th-He^4$  e  $K^{40} - Ar^{40}$ . ( Wood ).

aproximadamente  $0,6 \times 10^9$  anos atrás, provocando seu aquecimento e sua conseqüente perda dos gases  $\text{Ar}^{40}$  e  $\text{He}^4$  acumulados. Provas deste impacto estão em sua estrutura brechada, com veios escurecidos e grânulos metálicos modificados. Finalmente, aproximadamente 30 meteoritos, a maioria de hiperstênio condritos, situam-se abaixo da linha de  $45^\circ$ , possuindo uma idade U - Th - He menor que a K - Ar. Evidentemente, esses meteoritos devem ter sofrido um reaquecimento, talvez causado por uma grande aproximação do Sol. E, naturalmente, perdendo mais He que Ar.

### VI.3 - Método Rb - Sr

O método Rb - Sr, para datação dos meteoritos, foi introduzido em 1956. Mostrando que as maiores diferenciações químicas ocorreram nesses corpos, entre 4,3 a 4,7 bilhões de anos atrás.

Para calcular uma idade confiável, é preciso medir as relações  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  e  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , para vários meteoritos. Pois do contrário, é impossível saber se os  $\text{Sr}^{87}$  encontrados são ou não resultados do decaimento do  $\text{Rb}^{87}$ .

Este método parte do princípio que houve um tempo em que tanto o  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  quanto o  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  constituíam uma mistura homogênea, no corpo parental dos meteoritos, com a relação  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  igual a 0,70. Com o tempo, essa relação cresceu desigualmente nos meteoritos, como podemos ver na figura VI-4.

É importante notar que os acondritos e os siderólitos, que sofreram processos magmáticos, contêm menos Rb que Sr,

mostrando que os processos magmáticos tiveram início a  $4,4 \times 10^9$  anos atrás. Portanto, sua relação Rb/Sr é menor que a dos condritos, que não sofreram magmatização.

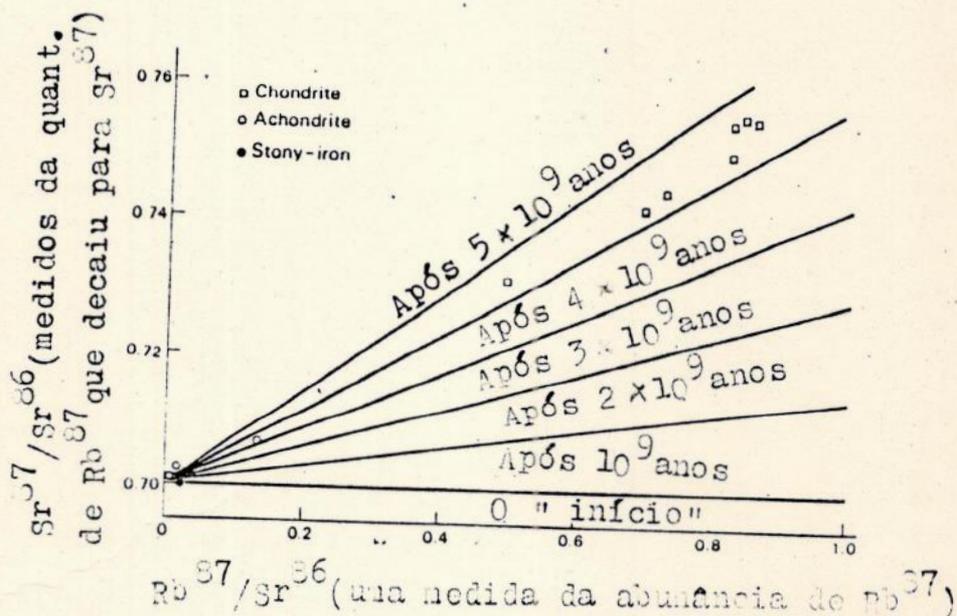


Fig. VI-4 Abundância de  $\text{Sr}^{87}$  e  $\text{Rb}^{87}$  nos meteoritos. No começo a relação  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  era homogênea. As linhas mostram como o decaimento radioativo do  $\text{Rb}^{87}$  com o tempo mudou sua abundância relativa. Medições realizadas atualmente nos meteoritos, mostram que  $\sim 4,4 \times 10^9$  anos se passaram desde que os meteoritos tiveram a relação  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  uniforme.

A tabela VI-2 mostra um resumo das idades de alguns meteoritos, obtidas por esse processo. A variação de 1 b.a. para os acondritos é o resultado de um fracionamento químico que, supostamente, ocorreu em alguns meteoritos, no período de 4,7 a 3,7 b.a. atrás.

Murthy e Compton (1965), Shield e outros (1960), estudaram os condritos retirados de alguns condritos. Ao plotar

#### VI.4 - Datação por Traços de Fissão

É um método baseado nas fissões espontâneas dos íons de elementos pesados, em particular, o isótopo do urânio  $U^{238}$ . Este fissiona de uma maneira tal, que as duas metades do seu núcleo se repelem violentamente, provocando um traço característico, em sua trajetória.

Os traços de fissão só foram descobertas em 1950, por Harwell, Silk e Barnes, no entanto só bem mais tarde é que Fleischer, Price e Walker sugeriram que as quantidades de traços estavam diretamente relacionados com as idades das rochas. No entanto, na época era muito difícil a realização dessa contagem, pois os traços são tão finos que para observá-los era necessário o uso do microscópio eletrônico. Isto tornava o trabalho muito árduo, sendo necessárias semanas de análises para se obter a contagem de apenas um  $cm^2$  do cristal.

No entanto, descobriu-se que as regiões ao longo desses traços, onde as arestas dos cristais foram rompidas, são menos resistentes a um ataque ácido. Portanto, foi descoberto um método, no qual deixa-se a amostra em banho ácido por um certo período de tempo, aumentando em cerca de cem vezes a espessura da trilha. Proporciona uma contagem muito mais rápida e precisa dos traços ao microscópio comum.

Segundo Fleischer, Price e Walker, só poderemos encontrar tais traços em materiais não condutores, uma vez que os traços se originam de fragmentos de átomos fissionados, com velocidades e cargas elétricas grandes o suficiente para ionizar os átomos dos cristais adjacentes às suas trajetórias.

Nos materiais bons condutores, tais como, os metais, os átomos voltariam imediatamente aos seus estados anteriores, permanecendo assim inalterada a parede do cristal. Enquanto que nos materiais maus condutores, tais como a maioria dos minerais, permanecem ionizados, provocando uma repulsão mútua, danificando permanentemente os cristais.

Para a obtenção dos traços, é preciso embeber a amostra em resina de epóxi, polir e atacar a superfície com soluções ativas de composição específica para cada caso. Esta placa assim preparada mostrará no microscópio petrográfico todas as trilhas que interceptam esta superfície.

Uma vez que a taxa de decaimento do U-238 é conhecida, é preciso apenas saber: o número de trilhas por unidade de área e a quantidade de urânio da amostra. Com esses elementos podemos calcular a idade de qualquer amostra, com bastante precisão.

Contudo, para determinar-mos a quantidade de urânio de uma amostra teremos que considerar a existência não apenas do U-238, como também a do U-235. Estes últimos podem ser calculados induzindo-os a fissionarem, expondo a amostra a neutrons lentos, num reator nuclear. Supondo que a porcentagem de ambos os isótopos tenha permanecido constante no tempo, podemos calcular a concentração de urânio da amostra, comparando o número de fissões espontâneas com o número de fissões induzidas.

Contudo, como o aquecimento da amostra provoca o desaparecimento das trilhas, a amostra é aquecida após a contagem das trilhas do urânio 238 e é submetida ao bombardeamento de neutrons lentos no reator, possibilitando a obtenção apenas das trilhas do U-235, e facilitando a contagem.

Quanto mais velha a amostra, menor será a quantidade de urânio necessária para uma contagem estatisticamente satisfatória, devido ao grande número de trilhas acumuladas com o tempo.

Este método é muito preciso, contudo exige que o cálculo siga as quatro suposições:

- 1) a primeira e mais confiável delas, utilizada em todos os métodos de datação radiométrica, é a que taxa de desintegração do U-238 permaneça constante no tempo;
- 2) que as trilhas de fissão sejam retidas em todos os casos. Contudo, há a possibilidade de algumas delas serem parcialmente ou totalmente apagadas por algum reaquecimento natural ou artificial, em alguma fase de sua história;
- 3) que as trilhas de fissão sejam produzidas com 100% de eficiência, o que as experiências mostram ser verdade.
- 4) pressupõe que as quantidades de urânio permaneçam inalteradas durante toda a vida da amostra.

Nas rochas terrestres, o U-238 é o único elemento capaz de deixar trilhas tão visíveis. No entanto, nos meteoritos e amostras lunares, encontram-se também trilhas oriundas do bombardeio dos raios cósmicos aos quais estão expostos, e da fissão de um elemento pesado, que não existe mais na face terrestre, o Pu-244.

A existência destas últimas trilhas possibilita datar com maior precisão ainda as amostras, e eventos ocorridos no começo do sistema solar. Devido à sua curta meia vida, 82 milhões de anos, não mais existem no sistema solar em quantidades mensuráveis. Uma vez que a relação das trilhas de fis-

são do Pu para as de U caiu rapidamente, ainda no começo do sistema solar, de 83, numa amostra de 4,6 b.a., para 0,6, numa amostra de 4 b.a. Como os meteoritos são muito antigos, em sua maioria com idades superiores a 4 b.a., o plutônio proporciona uma datação mais precisa dos meteoritos. Já para as amostras lunares, que são mais recentes, a ajuda é bem menor.

As trilhas de fissão do urânio e do plutônio são fisicamente indistinguíveis. Portanto, para a datação de uma amostra extraterrestre, tem-se que estimar a quantidade de urânio presente e o tempo decorrido. Assim, numa série de interações estimativas, chega-se à idade correta.

Como já dissemos anteriormente, os meteoritos, bem como as rochas lunares, são submetidos aos raios cósmicos, que causam trilhas muito semelhantes às trilhas de fissão. Contudo, para superar essa dificuldade, escolhe-se minerais ricos em urânio, situados no interior das rochas, que provavelmente não foram atingidas pelos raios cósmicos.

Para os condritos carbonáceos, muito semelhantes às rochas terrestres, esse método permite que se calcule a época em que os vários condruolos e fragmentos minerais se agregaram. Contudo, Price e Macdougall verificaram que os cristais de olivina dos condritos carbonáceos praticamente não continham trilhas de fissão em seu interior. O que mostra que foram pouco expostos a núcleos energéticos. Contudo, nas superfícies dos cristais encontramos bastante trilhas de fissão, originárias da matriz circundante, muito mais ricas em urânio e plutônio, outrora. Essas trilhas superficiais, no entanto, só podem ter se originado após se agregarem. Isso

deu origem ao estudo das "idades de contacto" dos condritos carbonáceos, que, para surpresa geral, mostrou serem os condritos carbonáceos mais novos que os aerólitos e sideritos, ao contrário do que se supunha. Com apenas 4,2 b.a., quando a dos outros meteoritos é 4,6 b.a., o que leva a muitas questões, como por exemplo: onde os materiais constituintes dos condritos carbonáceos estavam no sistema solar durante esses 400 m.a.? e outras mais.

## VII - AS CRATERAS DO SISTEMA SOLAR

Sabemos hoje que as crateras não são características particulares da Lua, e sim, de todos os planetas do sistema solar interno e até mesmo dos maiores satélites de Júpiter.

A quantidade e o estado das crateras de um corpo celeste são importantes fontes de informação sobre os processos geológicos e astronômicos encarregados pelos aspectos dos mesmos. As crateras são como cicatrizes deixadas pelos impactos de corpos interplanetários, mostrando assim os vestígios: das dimensões e da quantidade desses corpos através da história do sistema solar.

Como as crateras são modificadas pelos processos geológicos, tais como vulcões, atividades tectônicas e erosões. É possível calcular a idade das superfícies pelo número de crateras nelas contidas, se soubermos a razão da formação dessas crateras.

A maneira mais prática de saber sobre a população dos corpos interplanetários formadores de crateras, é o estudo das mesmas, em províncias geológicas recentes, onde as obliterações são negligíveis, como nos mares lunares. Amostras de rochas lunares mostram que a lava fluiu, nessas regiões, a 3,5 bilhões de anos atrás, apagando assim as crateras pré-existentes. Desde então, não houve nenhuma atividade interna notável. Portanto, não há nessas regiões um acúmulo de crateras se sobrepondo, obliterando, dessa forma, as pré-existentes, como nas regiões altas.

Quando um meteorito de grandes dimensões atinge a superfície lunar, a grande explosão, responsável pelas bordas das crateras, faz com que esse material seja atirado ao alto, formando crateras secundárias em sua queda. Sendo necessário,

portanto, haver uma distinção entre crateras primárias e secundárias. A explosão ejecta também jatos de poeira a grandes velocidades, formando os longos raios brilhantes, de poeira e vidro, que notamos ao telescópio.

Segundo Hartmann, se plotarmos num gráfico o número de crateras dos mares lunares em ordem de tamanho (espectro de tamanho), acharemos que esse número é diretamente proporcional ao inverso do quadrado do diâmetro. Pode-se dizer que as crateras primárias da Lua estão distribuídas num espectro seguindo uma série de potências com expoente  $-2$ . (Fig.VII-1)

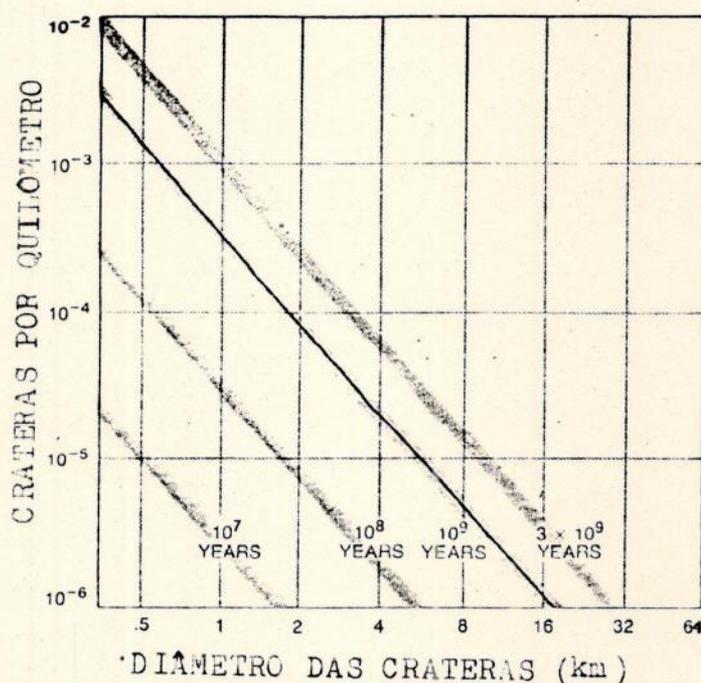


Fig. VII-1 Espectro de tamanho das crateras

Se calcularmos o número de crateras das províncias lunares, cujas idades conhecemos, pela datação das amostras lunares do Projeto Apolo, podemos determinar a taxa de bombardeamento da Lua através das várias eras do sistema solar. Po-

dendó até afirmar de sua solidificação até uns 4 bilhões de anos atrás, a Lua foi intensamente bombardeada. Esse bombardeamento foi decrescendo com o tempo até 3 bilhões de anos, donde praticamente se manteve constante. Acredita-se que o mesmo ocorreu com os demais planetas.

O fato de alguns planetas terem sido mais bombardeados que outros, pode ser explicado pela hipótese da origem dos mesmos, a partir da nuvem primordial, de gás e poeira, que rodeava o proto-sol. À medida que iam se agrupando, eram intensamente bombardeados pelos materiais remanescentes; quando 99% desse material primordial se havia agrupado, o 1% remanescente passou a ser desviado pelas forças gravitacionais dos "planetas" intersectando suas órbitas e colidindo com eles. Aparentemente a época em que os planetas foram mais bombardeados, foi nesse estágio final da nuvem primordial. Portanto, qualquer modelo de estrutura geológica primitiva de um planeta deve ser baseado na história de seu crateramento. A maioria, senão todos os planetas, tiveram suas superfícies totalmente cobertas de crateras num período inicial de sua formação. Cada nova cratera que se formasse nessas superfícies já saturadas de crateras, cobriria uma já existente, equivalente ao seu tamanho. Estas superfícies estariam no que se pode chamar de "equilíbrio de crateras". Tais evidências vêm das áreas claras da Lua, as chamadas "terras altas", constituídas de crateras sobre crateras.

Um planeta totalmente saturado de crateras, possivelmente possui uma camada superficial de vários quilômetros de profundidade, constituída de fragmentos pulverizados chamados megaregolitos.

Se não houvesse derramamento de lava, atividades tectô-

nicas atmosferas, ou oceanos nos planetas do sistema solar, , suas superfícies seriam idênticas às das áreas altas da Lua, totalmente saturada de crateras. Como o número, o tamanho e as condições das crateras nos planetas são diversificadas, nos sugere a presença de diferentes condições de erosão, e até mesmo de ações meteoríticas. Portanto, cada planeta tem um crateramento característico capaz de contar sua história. Por exemplo: quando plotamos num papel log-log, o espectro de tamanho das crateras de Marte, notamos que a curva característica é constituída de dois segmentos, segundo uma série de potências, com expoente -2 se intercalando com segmentos de expoente -1. Tal configuração pode ser explicada por períodos de intensas erosões e deposições, que terminaram abruptamente. No entanto, resta saber se esses períodos ocorreram apenas em uma determinada época, ou se ocorrem constantemente.

As crateras terrestres vêm sendo identificadas e estudadas recentemente pelos geologistas. Por ser muito ativa, a Terra praticamente não contém crateras pequenas, sobrevivendo apenas as maiores, que por sua vez estão bem destruídas pela erosão. Portanto, a vida média de uma cratera terrestre vai depender, além de sua localização, de seu tamanho, vide tabela abaixo (Tabela VII-1).

DIÂMETRO	VIDA MÉDIA
10 m	$10^2$ anos
$10^2$ m	$10^3$ anos
$10^3$ m	$10^6$ anos
$10^4$ m	$10^8$ anos
$10^5$ m	$10^9$ anos



Fig. VII-2 Cratera meteorítica do Arizona

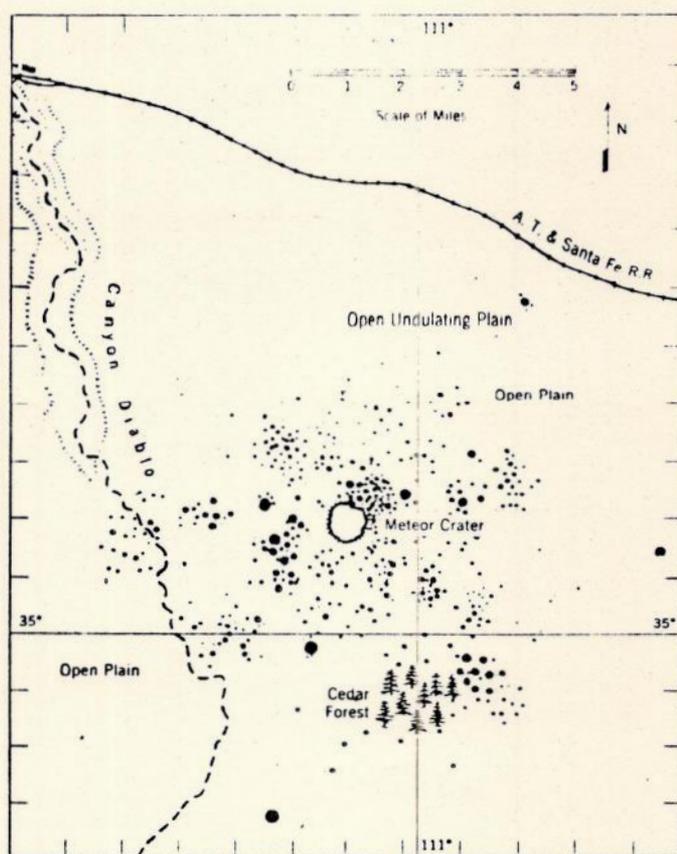


Fig. VII-3 Distribuição dos meteoritos em Canyon Diablo em torno da cratera meteorítica do Arizona.

As crateras de Marte foram descobertas pela Mariner-4, em 1965. Metade da superfície de Marte é coberta de crateras, como as terras altas da Lua; no entanto, essas crateras são em sua maioria grandes e novas, tendo, no máximo, 3 bilhões de anos, pois Marte parece não reter as crateras menores devido à erosão. A outra metade vem sendo constantemente modificada, por grandes vulcões, tais como o Olympus Mons e os vulcões Tharsis, corrimentos de lava, fissuras tipo Canyon, e fraturas mostrando sinais de intensa atividade tectônica.

Suas luas Phobos e Deimos foram fotografadas pela Mariner-9, em 1971. São completamente saturadas de crateras, ambos os satélites, são considerados muito pequenos para possuir atividades, internas ou superficiais, capazes de erosão. No entanto, a presença de sulcos lineares em Phobos continua sem explicação (acredita-se sejam fraturas causadas por impactos). Phobos e Deimos talvez sejam fragmentos de corpos maiores, que se despedaçaram durante um catastrófico impacto.

As luas galileanas de Júpiter, fotografadas recentemente, pelo projeto Voyager-1, são marcadamente diferentes entre si. Calisto, a mais distante, é cheia de crateras, aparentemente provocadas por meteoritos, tem aproximadamente 4 bilhões de anos. Ganimedes apresenta menos crateras que Calisto, apresentando, portanto, menos idade, aproximadamente 1 bilhão de anos. Da Europa tem-se muito pouca informação, tem uma superfície lisa, mostrando poucas crateras de impacto, em contraste com as inúmeras crateras vulcânicas, apresentando, portanto, ser muito nova, de 10 a 100 milhões de anos.

As crateras de Venus foram reveladas num mapeamento por radar, em 1972. A presença de grandes crateras dispersas, evi-

dências de fissuras tipo Canyon e crateras cobertas, sugere a presença de atividades tectônicas e erosivas.

As crateras de Mercúrio foram reveladas pela Mariner-10, em 1974. Mercúrio é muito semelhante à nossa Lua, apesar de suas atividades térmicas internas terem sido mais marcantes e duradouras. Sua superfície não chega a ser saturada de crateras, uma vez que o planeta se resfriou no final do período de intenso bombardeio, digamos 4,1 bilhões de anos atrás.

Segundo Hartmann, o estudo do crateramento dos planetas pode contribuir na datação de sua superfície. Contanto que saibamos a taxa de crateramento durante cada bilhão de anos da história do planeta, e se contarmos o número de crateras neles encontradas agora, por quilômetros quadrados de sua superfície, em suas diferentes províncias, dividindo o número de crateras pela taxa de produção das mesmas.

Além da possível determinação da idade das superfícies dos planetas e sua história, o estudo das crateras pode ajudar a responder várias perguntas fascinantes tais como:

Será que a sequência dos eventos nos planetas ocorreram apenas em função de suas massas, e de suas atividades térmicas internas?

Será que as atividades de crateramento decaíram simultaneamente em todo o sistema solar? Há evidências de uma pequena explosão, ou de um crateramento catastrófico, durante um determinado período de tempo, em todo o sistema solar?

Será que todos os planetas tiveram corrimento de lava, como nos mares lunares, a mais de 3 bilhões de anos atrás? Os períodos de atividades vulcânicas foram dispersos?

Será que os períodos de erosão e os possíveis períodos quentes de Marte ocorreram em sincronia com os períodos quen-

tes da Terra? Se ocorreram, poderiam ser relacionados com os períodos de intensidade e radiação do Sol?

Tais descobertas podem ser de grande interesse para os astrônomos e biólogos evolucionários.

### VIII - OS METEORITOS DA ANTÁRTICA

As calotas polares da Antártica são as mais recentes fontes de matéria extraterrestre. Investigadores japoneses e americanos descobriram que o movimento do gelo em certas regiões tendem a concentrar os meteoritos na superfície do gelo, tornando fácil a sua procura, uma vez que não existe nenhuma outra fonte de rochas.

O químico orgânico Ponnampertuma (U. de Maryland), notou que esses meteoritos devem ser estéreis, devido ao supercongelamento que sofreram e que os preservaram.

No "Proceedings of the ninth lunar and Planetary Science Conference" (publicada em janeiro de 1979) K Yanay (Japan National Institute for Polar Research, Tokyo) e Cassidy (University of Pittsburg) e seus colaboradores apresentaram os primeiros resultados da Coleção Antártica (1977-1978). Em apenas poucas semanas encontraram 310 fragmentos de cerca de 20 a 50 meteoritos diferentes.

A descoberta de tantos meteoritos numa área tão pequena, dificultou a nomenclatura destes, uma vez que os meteoritos são conhecidos pelo nome das redondezas de onde foi encontrado. Esse problema vem sendo discutido no "Comitee on Meteorite nomenclature".

Muitos fragmentos foram selados e mantidos congelados. Estão sendo guardados juntamente com as amostras do projeto Apolo na NASA Curatorial Facility no Johnson Space Center em Houston. Esses meteoritos estão sendo distribuídos a vários investigadores de todo o mundo, que os estudarão intensamente, nos próximos anos.

## IX - CONDRIOS CARBONÁCEOS

Os condritos carbonáceos como o nome sugere são caracterizados pela grande quantidade de carbono quando comparados aos demais meteoritos. Podem conter até 20% de água e 7% de matéria orgânica. Contêm pouco metal livre, apenas uma quantidade pequena de troilita e uma grande variedade de condru-los. Exceto pelo condrito carbonáceo tipo I, que não contém condru-los, e no entanto, são classificados como condritos devido a suas similaridades químicas e mineralógicas, com os tipo II.

As cores dos condritos carbonáceos vão do cinza escuro ao preto, no entanto foram constatadas algumas tonalidades esverdeadas (como no Mokoia); essas colorações esverdeadas se devem mais ao excesso de magnetita que à ausência do carbono. No entanto, os do tipo III são mais claros, variando entre o cinza claro e o médio.

Apesar de constituírem um grupo muito reduzido, em sua maioria de quedas, os condritos carbonáceos são de grande importância no estudo dos meteoritos, e até mesmo da origem do sistema solar.

A primeira análise de um condrito carbonáceo foi feita por Berzelius em 1834, no meteorito Alais, os resultados foram tão singulares, que Berzelius duvidou de sua natureza extraterrestre.

Wilk mostrou que os meteoritos carbonáceos podem ser divididos em três grupos distintos, segundo as análises de 13 meteoritos feitas por ele e mais três da literatura.

O tipo I tem uma densidade muito baixa (aproximadamente 2,2). Contém uma quantidade muito grande de água e matéria orgânica, apenas traços de minerais de altas temperaturas e uma grande quantidade de silicatos hidratados amorfos, quase todo o enxofre presente está sob a forma de sulfatos solúveis em água. Não contém cóndrulos e são fortemente magnéticos, devido ao ferro-niquelífero spinel finamente dividido.

O tipo II possui uma densidade um pouco mais alta (2,5 a 2,9), apresenta menos água e matéria orgânica que os do tipo I. Contém muita serpentina e cóndrulos de olivina e enstatita. A maior parte de seu enxofre está sob a forma livre. São pouco magnéticos e por vezes contêm traços de ferro-niquelífero.

Tipos III, são também conhecidos pelo nome de "ornansitos". Contém muito pouca água e matéria orgânica. Possui certa abundância em minerais de alta temperatura. Essa classe é também conhecida como olivina pigeonita condritos, por conterem muita olivina com pigeonita acessória, oligoclásios, troilita e algum ferro-niquelífero. Alguns chegam a conter matéria carbonácea suficiente para lhes dar uma coloração escura.

A matriz dos condritos carbonáceos é escura, e geralmente quase opaca, se vista ao microscópio em secções finas de espessura normal (0,03 mm). Entretanto, preparando-se secções especiais bem mais finas, a matriz micro-cristalina se torna mais visível.

Os tipos I e II geralmente contêm serpentina e outros minerais hidratados. A matriz do Pueblito de Allende (tipo III), é composta de muita olivina faialítica, isto é, mais rico em  $Fe_2SiO_4$ . A abundância relativa de elementos volá-

teis, tais como: oxigênio, hidrogênio, carbono e gases nobres, dos condritos carbonáceos tipo I é a mesma do Sol. Uma vez que o Sol contém mais de 99% da massa do sistema solar, significa que, para propósitos práticos, a proporção relativa de elementos não voláteis nos condritos carbonáceos tipo I é a mesma proporção relativa de todo o sistema solar. Portanto, esses materiais não sofreram os processos evolucionários que fracionaram os elementos durante a formação das rochas lunares e terrestres. Tais fatos sugerem que esses condritos tenham se condensado fora da nuvem solar no início da formação do sistema.

Os condritos carbonáceos tipo II e III são também muito primitivos, no entanto contêm côndrulos. Têm uma composição química e mineralógica diferentes entre si. Tais características mostram que os diferentes tipos de condritos carbonáceos se formaram sob diferentes condições.

Alguns condritos carbonáceos tipo II e III apresentam uma certa abundância de inclusões irregulares esbranquiçadas ricas em cálcio e alumínio. Estas inclusões no Pueblito de Allende consistem predominantemente de: melilita, spinel, perovskita e piroxênios. Exatamente as fases minerais que foram preditas estarem em equilíbrio com o vapor da nuvem solar entre 1375 e 1557 graus: A interrelação e textura desses minerais sugerem que tenham se originado numa condensação da nuvem solar primordial.

Análises dos isótopos de oxigênio mostram que tais inclusões podem conter matéria mais antiga que o sistema solar.

No encontro anual da sociedade meteorítica em Cambridge (24 a 29 de julho de 1977), foi discutida a origem de tais in-

clusões. Chegando-se à conclusão que são condensações resultantes da expansão de uma supernova. Grossman e outros (Universidade de Chicago), propuseram que essas inclusões, ricas em Ca-Al-Ti, do meteorito de Allende, são produtos da matéria ejectada por duas supernovas na nuvem pré-solar. Essas suposições estão baseadas na falta de correlações entre as anomalias isotópicas nos elementos mais leves (O, Ne, Mg) e na homogeneidade isotópica dos elementos mais pesados (Sr, U).

Um outro tipo de inclusão é encontrado nos cristais de forsterita e enstatita dos condritos tipo II. Tais inclusões são pequenas elipsóides de vidro, ricas em óxido de cálcio, (CaO), e óxido de alumínio ( $Al_2O_3$ ), geralmente contendo mais de 20% do peso de cada. Sua natureza vítrea implica que eles foram fundidos e congelados rapidamente, antes de se incorporarem nos cristais de forsterita e enstatita. Sugerindo que os agregados nos condritos C2 devem ter se condensado na nuvem solar a temperaturas intermediárias.

Outra descoberta interessante no Allende é a presença de espaços vazios em forma de bolhas, em muitos cóndrulos. Algumas dessas bolhas chegam a alcançar até 1/3 do diâmetro total dos cóndrulos. Essa característica é muito importante para os modelos sobre a origem dos condritos carbonáceos, pois mostram que após a formação desses cóndrulos, o condrito não sofreu altas pressões lithostáticas no interior de um corpo planetário, pois do contrário, tais espaços vazios teriam se colapsado.

Como muitos outros condritos, os carbonáceos contêm inclusões e fragmentos de outros meteoritos, do mesmo tipo ou de tipos diferentes. A procura de tais inclusões é dificultada pela escassez de material. Entretanto, com a queda do

grande condrito carbonáceo, o Pueblito de Allende, que, felizmente, contém várias inclusões, proporcionou material suficiente para análises. Foi constatado que as diferentes inclusões escuras nos meteoritos Allende e Leoville (ambos do tipo III, com algumas inclusões de condrito carbonáceo tipo II), têm conteúdos diferentes de compostos orgânicos, como de composição mineralógica também.

A análise dos compostos orgânicos dos meteoritos carbonáceos é muito antiga, no entanto só recentemente, com a aplicação do espectrômetro de massa orgânica e cromatografia gasosa combinada se desenvolveu. Os trabalhos mais recentes tentam identificar a origem dos compostos orgânicos e sua abundância relativa nos carbonáceos. Tais análises certamente proporcionarão informações sobre a síntese abiogênica dos complexos compostos carbonáceos no início do sistema solar. Alguns cientistas acreditam que estas informações devem estar ligadas à origem da vida no sistema solar.

A contaminação dos meteoritos por compostos orgânicos e organismos terrestres, durante ou após as quedas, consiste num grande problema para os analistas. Muitas das informações na literatura são contraditórias; ambas em termos de determinações derivadas de análises do mesmo meteorito. A quantidade de matéria orgânica na maioria dos condritos carbonáceos é pequena, o que dificulta as análises. Entretanto, um pequeno número de condritos carbonáceos foram analisados pouco depois da queda, e nesses meteoritos foram encontrados uma grande variedade de compostos carbonáceos, todos com hidrocarbonatos aromáticos e alifáticos, como também aminoácidos, em certas amostras. (Tabela IX-1)

A conclusão mais geral é que os compostos orgânicos são

## TIPOS DE HIDROCARBONETOS

Alcanos normais  
 Alcanos monometílicos  
 Alcanos dimetílicos  
 Ciclohexinos  
 Outros ciclohexinos  
 Alcanos policíclicos  
 Oleifinos  
 Benzenos (e alcinos)  
 Bifenil naftaleno  
 (e alcinos)  
 Antracenos (e alcinos)  
 Acenaftenos  
 Fluorantenos  
 Pirenos

## AMINO-ÁCIDOS

Glicina  
 Alanina  
 Valina  
 "Leucina"  
 Prolina  
 Aspártico  
 Clutâmico  
 Sarcosina  
 $\beta$  - Alanina  
 N - Metil Alanina  
 N - Etil Alanina  
 $\alpha$  - Amino - N - butírico  
 $\alpha$  - Amino - isobutírico  
 $\beta$  - Amino - N - butírico  
 $\beta$  - Amino - isobutírico  
 Isobalina  
 Norvalina  
 Ácido Pifrecólico

TABELA IX-1 : Hidracarbonetos e Amino-Ácidos identificados no meteorito Murchison.

de origem abiogênica, mas que a química orgânica do início do sistema solar, é muito mais complexa do que se esperava.

R.N.Clyton e T.K.Mayeda (Universidade de Chicago) descobriram que a matriz hidratada dum condrito carbonáceo rico em metal, Renazzo, tem as mesmas razões terrestres de isótopos de oxigênio. Pela primeira vez se teve uma fonte em potencial para os nossos oceanos e atmosfera.

Outra descoberta importante foi feita no condrito carbonáceo Mulga West, que foi submetido a um aquecimento intenso, ao contrário dos demais. A descoberta desse meteorito indica que pelo menos um condrito carbonáceo foi aquecido às mesmas temperaturas presumíveis para os asteróides parentais dos demais condritos, ao contrário dos demais considerados de origem cometária.

Acredita-se que os condritos carbonáceos possam conter informações precisas sobre a origem da vida. Principalmente agora (setembro de 1979), que foi descoberto duas proteínas nos condritos carbonáceos da Antártica.

As fontes dos meteoritos, principalmente dos condritos carbonáceos, vem sendo muito discutida, sem que até o presente momento se tenha chegado a uma conclusão geral.

Como não há nenhuma observação precisa, nem fotografias da queda de um condrito carbonáceo que possa nos informar sobre sua órbita e local de origem no sistema solar. Há duas correntes de opiniões: uma acredita que os condritos carbonáceos são oriundos de núcleos cometários, sendo assim relíquias do material mais primitivo da nuvem primordial; e a outra acredita que os condritos carbonáceos sejam provenientes das regiões mais superficiais dum corpo asteroidal.

## X - OBJETOS APOLO

São corpos asteroidais cujas órbitas cruzam a órbita terrestre. Aproximadamente uma vez em cada século, um desses objetos passa tão próximo da Terra quanto a Lua: como foi o caso de Hermes, que, em 1937, passou a 800 km da Terra. Em média, uma vez em cada 250.000 anos a Terra é atingida por um desses objetos. Durante a colisão é liberada uma energia equivalente a 10.000 bombas de hidrogênio de 10 megatons, provocando uma cratera de aproximadamente 20 km de diâmetro.

O primeiro desses objetos a ser descoberto e fotografado, foi o 1932 HA, que mais tarde passou a ser chamado de Apolo. Foi descoberto em 1932 por Reinmuth (Universidade de Heidelberg) num curso de fontes fotográficas para asteróides ordinários. O rápido movimento de aproximação com a Terra, provocou um traço na placa fotográfica. Reinmuth provou que esse objeto era um asteróide que cruzava a órbita terrestre antes de atingir seu perihélio. Por coincidência, no mesmo ano foi descoberto um outro asteróide muito semelhante ao Apolo, exceto pelo fato de seu perihélio se localizar fora da órbita terrestre.

Atualmente, os astrônomos designam os asteróides com perihélios inferiores a 1,3 U.A. como objetos Apolo Amor. Desde 1932, foram descobertos uns 32 objetos Apolo, e um número ligeiramente menor de objetos Amor. No entanto, após sua descoberta, a maioria permanece perdida por vários anos, como foi o caso do próprio Apolo que, após sua descoberta, só foi visto novamente em 1973. Apesar de ter passado pela Terra mais de 30 vezes durante esse período.

Esses objetos são de grande importância para os astrônomos interessados em estudos planetários. Os corpos tipo Apolo-Amor, são os maiores responsáveis pelas grandes crateras (maiores que 5 km) na Terra, na Lua, e em Mercúrio, Venus e Marte (com possível exceção deste último). Provavelmente, uma grande proporção dos meteoritos seja fragmentos de objetos Apolo produzidos por colisões, uma vez que a excentricidade de suas órbitas os levam ao cinturão dos asteróides, onde a probabilidade de choque é muito grande.

Na década passada o interesse nos objetos Apolo-Amor cresceu bastante. Hoje qualquer objeto com movimento rápido nas placas fotográficas é imediatamente reportado ao Union Central Bureau for Astronomical Telegrams e a outros astrônomos. A partir de então é colocado nas efemérides; assim, com as indicações de localização, velocidade e direção de movimento, podem ser observados. Em alguns casos o "novo" objeto descoberto é identificado em placas antigas, possibilitando o cálculo mais apurado de sua órbita.

Seus diâmetros angulares estão situados bem abaixo dos limites de resolução dos telescópios, portanto, suas dimensões são calculadas indiretamente, pela combinação do albedo e do brilho do objeto, com a distância da Terra e do Sol.

Como o grau de polarização da luz refletida por uma superfície depende do ângulo de reflexão e do albedo, é possível determinar a cor do asteróide medindo seu brilho relativo para diferentes comprimentos de onda. Essas medidas possibilitam identificar alguns minerais dos asteróides por comparação com os minerais encontrados nos meteoritos, nas rochas terrestres e nas amostras lunares.

Uma vez que os albedos podem não ser bem medidos, a ma-

ioria dos albedos são determinados por mais de um método. No entanto, a maioria dos resultados são concordantes.

Os albedos dos objetos Apolo são muito semelhantes aos dos asteróides ordinários do cinturão dos asteróides; variando dos 0,05 aos 0,2 (para comparação o albedo geométrico da Lua é 0,12). Para o cálculo do diâmetro dos objetos Apolo-Amor e for tomado como base o albedo de 0,16, para um objeto de magnitude astronômica de 18 situado a 1 U.A. da Terra e do Sol (condições standarts para o cálculo da magnitude absoluta de um objeto Apolo), esse objeto teria um diâmetro de 1 km a 2 km de secção reta.

No momento, não há nenhum objeto Apolo-Amor conhecido no curso de colisão com a Terra. Entretanto, todos os objetos Apolo-Amor estão sob a influência gravitacional dos planetas próximos, particularmente de Júpiter, que provocam uma precessão.

Portanto, qualquer objeto com o perihélio no interior da órbita terrestre e um afélio externo, irá mais cedo ou mais tarde interceptar a órbita terrestre. Um objeto Apolo intercepta a órbita terrestre uma vez em cada 5.000 anos. E as chances de um objeto Apolo e a Terra estarem no ponto de intersecção no mesmo instante é de  $5 \times 10^{-9}$  por ano. Se houver de 750 a 1000 objetos Apolo maiores que 1 km, como Shoemaker sugeriu, é de se supor que a Terra seja atingida 4 vezes em cada milhão de anos por um objeto Apolo. Contudo, nenhum resultado catastrófico foi registrado na história. Acredita-se que todas as grandes crateras meteoríticas tenham sido produzidas por objetos Apolo. Pois um objeto capaz de causar tantas crateras tem de ser suficientemente grande para ser visto ao telescópio.

Existem dois tipos de objetos astronômicamente observáveis que cruzam a órbita terrestre: os objetos Apolo e os cometas. Diferente dos asteróides, o núcleo dos cometas contém gelos e outras substâncias que se volatizam à medida que os cometas se aproximam do Sol, produzindo a cauda e cabeleira.

Se aceitarmos o fato que a maioria dos meteoritos sejam objetos Apolo, e sabendo-se que mais ou menos 85% dos meteoritos são condritos e que os condritos são indiferenciados, devido a sua quantidade de elementos menos voláteis ser proporcional à abundância desses elementos no Sol e no sistema solar. O estudo dos condritos proporcionará a maioria das informações sobre a abundância dos elementos e seus isótopos, a idade do sistema solar e suas condições no início.

O albedo dos objetos Apolo confirmam sua natureza condritica. E três objetos Apolo são de particular interesse por possuir um albedo suficientemente baixo para compará-los aos condritos carbonáceos, que, quimicamente, são os meteoritos menos diferenciados.

A origem dos objetos Apolo vem sendo muito discutida nos últimos anos. A idéia de sua existência desde a formação do sistema solar parece ser falha, pois se esses objetos existissem desde o início do sistema solar, o fluxo de crateras na Lua, em Venus e na Terra teria diminuído com o passar do tempo, à medida que esses objetos colidissem. Contudo, a taxa de crateramento permaneceu constante e até aumentou um pouco nesses últimos 600 milhões de anos.

É certo que os objetos Apolo vêm sendo lançados no sistema solar interior por alguma fonte, numa taxa mais ou menos constante. São necessários em média 15 objetos Apolo a

cada milhão de anos para que a propulsão se mantenha constante. Pois a cada milhão de anos, 4 se chocam com a Terra, 3 com Venus; possivelmente, 1 se chocará com Mercúrio, Lua ou Marte, e outros serão perturbados por Júpiter e os demais planetas para uma órbita hiperbólica, deixando o sistema solar.

Existem apenas duas fontes prováveis para a substituição de 15 objetos Apolo a cada milhão de anos. Podem ser pequenos asteróides, que de alguma maneira foram lançados numa órbita que cruza a órbita terrestre, ou são cometas extintos.

Contudo, é muito improvável que uma pequena fração dos asteróides seja ejectada para uma órbita que cruze a órbita terrestre, pois a velocidade necessária para transferir um material da órbita típica dos asteróides para a de um objeto Apolo é de cerca de 6 km/s. A energia cinética associada é de  $10^{11}$  ergs/g, e a energia necessária para a fragmentação de um objeto Apolo é de  $10^8$  ergs/g. Portanto, a possibilidade de um objeto do tamanho Apolo que sobreviva a tais impactos e venha a ter um perihélio interior ao terrestre, é muito remota.

Uma outra hipótese, e que ao meu ver parece mais provável, é que a maioria dos objetos Apolo seja remanescente de núcleos cometários. Como se sabe, os cometas emitem um grande volume de materiais voláteis, principalmente vapor de água e dióxido de carbono.

À medida que o cometa se aproxima do Sol, vai liberando esses voláteis, na forma de cauda e cabeleira. Quanto menor o período do cometa, mais rápido os voláteis se extinguem. Com o passar dos milênios, os cometas de curto período, se tornam muito menos ativos que os cometas de longo período.

Em alguns casos, os cometas de curto período mostram-se inteiramente asteroidais, sem o menor vestígio de cauda e cabeleira.

A simples extinção dos voláteis não torna um cometa em um objeto Apolo, pois a maioria dos cometas têm o afélio externo à órbita de Júpiter e todos os objetos Apolo conhecidos têm o afélio interior a esta órbita. Contudo, existem exceções, alguns cometas que têm o afélio um pouco interior à órbita de Júpiter, como é o caso do cometa Encke (cujas atividades vêm declinando a olhos vistos) possui um afélio de 4,1 U.A. do Sol.

Se o cometa Encke ficar totalmente inativo, o que talvez ocorra daqui a poucos séculos, ficará indistinguível dum objeto Apolo de baixo albedo. Um objeto Apolo descoberto recentemente, o 1978 S B, tem uma órbita bastante similar à do cometa Encke, e acredita-se ser possível que o cometa Encke e o 1978 SB estejam geneticamente relacionados.

Se um simples cometa tipo Encke se extinguisse em cada 65.000 anos, os cometas poderiam suprir os objetos Apolo na taxa necessária para manter uma população estável.

Acredita-se que no futuro os objetos Apolo possam ter um uso prático, uma vez que esses objetos têm uma órbita muito semelhante à órbita terrestre, portanto são tão acessíveis quanto a Lua. E mais ainda, o seu tamanho permitiria seu uso como estações espaciais e até como fontes de materiais para construção de veículos espaciais.

A despeito desses projetos um tanto excêntricos, é preciso se levar em conta que a quantidade de material de todos os objetos Apolo é de apenas 10 a 12 gramas, uma massa equivalente a uma camada de menos de 3 cm da superfície continental da Terra. Parece que os objetos Apolo e os cometas seriam as

únicas fontes não terrestres acessíveis de compostos carbônicos e água no espaço. Uma fonte que levaria 25 milhões de anos para ser restituída.



Fig. XI-1 Meteorito de Bendegó, Museu Nacional.

## XI - METEORITOS BRASILEIROS

Os meteoritos brasileiros vêm sendo objeto de estudo desde o tempo de Orville A. Derby, em 1888, de maneira esporádica e sem despertar grande interesse pela comunidade científica. Dentre estes meteoritos, os metálicos receberam uma atenção mais continuada por parte dos pesquisadores do Museu Nacional, onde se encontra a maior coleção de meteoritos do Brasil.

Nos últimos anos, de 1976 em diante, graças à aquisição dos modernos equipamentos analíticos da época atual, em particular a microsonda eletrônica, e ao domínio de uma boa metodologia analítica de alguns pesquisadores, foi iniciado um programa conjunto de pesquisa dos meteoritos brasileiros, especialmente pétreos ou aerólitos.

Em 1976, entendimentos entre o Dr. Klaus Keil, do Instituto de Meteorítica da Universidade de New Mexico, o Prof. Celso de Barros Gomes, da Universidade de São Paulo, e o Prof. Walter da Silva Curvello, do Museu Nacional, foi realizado um consórcio de pesquisadores altamente qualificados, trabalhando em laboratórios muito bem equipados. Este consórcio veio a produzir mais de 15 trabalhos sobre os aerólitos brasileiros, sendo dada ênfase especial ao meteorito de Angra dos Reis. Posteriormente, foi estabelecida uma colaboração entre o Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas, o Museu Nacional, o Instituto de Oersted, Dinamarca, e um grupo de Grenoble, na França, para o estudo do meteorito Santa Catarina, em particular, tendo em vista a descoberta da liga ordenada neste último.

Temos na Tabela XI-1 uma lista completa dos meteoritos brasileiros conhecidos até o momento.

Meteoritos Brasileiros							
		Nome	Queda	Achado	Ano	Estado	
Aerolitos	Acondritos	Angra dos Reis	X		1869	RJ	
		Governador Valadares		X	1958	MG	
		Ibitira	X		1957	MG	
		Serra de Magé	X		1923	PE	
	Condritos	Avanhandava	X			1952	SP
		Conquista	X			1965	MG
		Ipiranga	X			1972	PR
		Itapicuru Mirim	X			1879	MA
		Macau	X			1836	RN
		Mafra	X			1941	SC
		Marília	X			1971	SP
		Minas Gerais			X	1888	MG
		Parambu	X			1964	CE
		Paranaíba	X			1956	MT
		Patrimônio	X			1950	MG
		Putinga	X			1937	RS
		Rio Negro	X			1934	PR
		Santa Bárbara	X			1873	RS
		São José do Rio Preto	X			1962	SP
		Sete Lagoas	X			1908	MG
Uberaba	X			1903	MG		
Sideritos	Hexaedritos	Córrego do Areado	X		1925	MG	
		Pirapora		X	1954	MG	
	Octaedritos	Barbacena			X	1918	MG
		Bendegó			X	1784	BA
		Casemiro de Abreu			X	1947	RJ
		Crateus			X	1909	CE
		Itutinga			X	?	MG
		Nova Lima			X	?	MG
		Pará de Minas	X			1934	MG
		Patos			X	?	MG
		Piedade do Bagre			X	1922	MG
		Sanclerlândia			X	?	GO
		Santa Luzia de Goiás			X	1921	GÓ
		São João do Nepomuceno			X	?	MG
		Venssimo			X	?	GO?
		Ataxitos	[	Santa Catarina		X	1875

Tabela XI-1 Relação dos meteoritos brasileiros conhecidos até o momento, (novembro de 1979).

Apesar de conhecermos poucos meteoritos brasileiros, temos a felicidade de possuir entre eles meteoritos de grande importância científica, como no caso do Angra dos Reis, único representante do subgrupo dos Angritos em todo o mundo. Esse meteorito é tão importante que existem cerca de 70 trabalhos internacionais sobre sua composição química, mineralógica e de sua cronologia. Além do Angra dos Reis, outro acondrito também desperta grande interesse: o Itibira, único meteorito vesicular conhecido até o momento. O Paranaíba mostra evidências nítidas de ter sofrido um intenso metamorfismo, provocado por choques no espaço. Este condrito apresenta-se intensamente brechado e venulado, contendo veios de natureza vítrea. O siderito Santa Catarina também é muito singular, pelo seu alto teor de Ni.

A exemplo do que ocorreu com o meteorito Angra dos Reis, que chegou a ser apresentado num simpósio específico na 39<sup>a</sup> reunião anual da Sociedade Meteorítica em 1976, na cidade de Bethlehm, Estados Unidos da América, serão realizados consórcios para o estudo do Ibitira e Serra de Magé, a fim de que sejam investigados nos seus mínimos detalhes: químicos mineralógicos, petrológicos e cronológicos.

Os métodos de espectroscopia de Mossbauer e o emprego de Raios-X vêm sendo regularmente utilizados agora nos meteoritos brasileiros. Como podemos ver, finalmente os meteoritos brasileiros estão recebendo dos pesquisadores brasileiros e estrangeiros a importância que sempre lhes foi devida.

## XII- ORIGEM DOS METEORITOS

Desde que foi conhecida a origem extra-terrena dos meteoritos, sua origem vem sendo muito discutida. Clhadni, (1794), já explicava os meteoritos como fragmentos produzidos pela desintegração de um corpo celeste provocada por um impacto ou explosão interna. No entanto, até hoje, apesar de muitas pesquisas e hipóteses terem sido levantadas, ainda não se chegou a uma conclusão satisfatória sobre a origem dos meteoritos.

Após a descoberta dos asteróides, os meteoritos passaram a ser considerados como fragmentos destes cujas órbitas interceptaram a órbita terrestre, o que levou muitos pesquisadores, tais como Daly (1943), Brwn e Patterson (1948), Zavarilsky (1950), Lovering (1957), Ringwood (1961), a sugerirem um modelo planetário; contudo, apenas o de Ringwood é confiável e compreensível.

Ringwood propôs que o corpo parental dos meteoritos foi formado por um processo de aglomeração da poeira na nuvem de composição solar a uns 4,5 bilhões de anos atrás. Após esse período de crescimento, o planeta meteorítico passou por uma composição similar à dos condritos carbonáceos. Em seguida, foi submetido a um processo de aquecimento interno, provocando a fusão de seu interior. Quando a região fundida tornou-se suficientemente extensa, deu-se início a uma convecção. O material condrítico fundido que continha água e carbono e sobre pressão subiu à superfície do planeta, onde a pressão era menor. Sob estas condições, os voláteis rapidamente escaparam e a superfície do planeta foi submetida a um grande vulcanismo. A rápida perda de voláteis causou uma rápida cristalização que resultou na formação de estruturas condríticas. Durante o

mesmo processo de aquecimento, o carbono e hidrogênio reagiram com o ferro oxidado e o níquel produzindo a fase metálica, enquanto que o dióxido de carbono resultante se perdeu com os voláteis.

Com o vulcanismo a temperatura responsável pela fusão caiu para uns 300°C na superfície; contudo numa pequena região de seu núcleo a temperatura permaneceu em torno dos 900°C provocando uma fusão completa e conseqüentemente uma diferenciação do material condrítico; fazendo com que a fase metálica migrasse para o núcleo, separando-se do manto condrítico já frio por uma zona mista de metal e silicatos, dando origem aos palasitos e mesosideritos. Os acondritos assim como as rochas basálticas terrestres migraram para a superfície do planeta.

A parte líquida central de sideritos e siderólitos se resfriou pela transferência de calor com a parte condrítica mais fria enquanto ocorriam certos metamorfismos e recristalizações no manto.

Subseqüentemente, o planeta se desintegrou, e seus vários fragmentos passaram a se chocar entre si, reduzindo assim seus tamanhos. Os remanescentes dessas colisões são os asteróides e os meteoritos. O relacionamento genético entre os diferentes grupos de meteoritos, segundo Ringwood, está ilustrado na figura XI-1.

Entretanto, há muitas objeções contra esse modelo. Parece impossível que um corpo do tamanho de um planeta possa, por qualquer razão, se desintegrar. Urey (1957) provou que um corpo do tamanho da Lua, uma vez fundido, jamais teria uma taxa de resfriamento necessária para a formação da estrutura de Widmanstätten.

A aparente impossibilidade dos meteoritos se originarem de um planeta, levou Urey (1956, 1958, 1959), a formular sua hipótese a partir de duas gerações sucessivas de corpos parentais. Os objetos primários do tamanho da Lua ou maiores, se aglomeraram a uns 4,5 bilhões de anos atrás, devido a uma grande quantidade de materiais redutores localizados, houve uma fusão e segregação dos metais e silicatos, resultando na formação de enormes poças. As poças de silicatos se transformaram nas precursoras dos acondritos e as poças metálicas nas dos sideritos.

Esses objetos primários se fragmentaram por colisões entre si. O acúmulo desses fragmentos deu origem aos asteróides, a uns 4,3 bilhões de anos atrás. Os condritos seriam resultados de uma cristalização das gotas de silicatos fundidas pelo impacto.

Essa hipótese foi muito criticado por Anders e Gales (1961) que apontavam as mesmas falhas da hipótese anterior. Além de apontarem o acondrito de Cumberland Falls como inconsistente com a teoria, uma vez que contém fragmentos de condritos.

Novas teorias vêm sendo desenvolvidas, sugerindo a formação dos meteoritos a partir de corpos asteroidais, uma vez que foi provada a impossibilidade de todos os meteoritos partirem de um único planeta.

Levin (1958) sugeriu que os meteoritos tiveram um estágio intermediário de asteróides, passando então a sofrer vários impactos.

Yavnel (1958) dividiu os meteoritos em cinco grupos distintos baseado em suas composições químicas, concluindo que tais grupos partiram de asteróides distintos.

Lovering (1962) também sugeriu a evolução dos vários grupos de meteoritos a partir de corpos de dimensões asteroidais

ou lunares.

Fish Goles e Anders (1960), baseados na origem dos meteoritos a partir de corpos asteroidais, sugeriram que os asteróides, ou planetesimais, como eles os chamam, se aglomeraram a uns 4,5 bilhões de anos atrás, alcançaram uma temperatura de fusão devido a uma fonte de energia interna passageira, tal como a extinção radioativa. Após esse início de fusão, a parte metálica migrou, formando um núcleo interno, a silicática fundida um manto intermediário e a parte superficial permaneceu praticamente inalterada. Tal estratificação explica as diferentes composições e texturas dos meteoritos. Assim, os sideritos, palasitos e acondritos seriam oriundos da região mais interna, os mesosideritos e os condritos cristalinos do manto diferenciado, enquanto que os condritos mais friáveis da camada superficial interna e os condritos carbonáceos da camada mais fria e superficial não diferenciada.

O aumento da temperatura no interior do asteróide poderia ter provocado erupções semi-vulcânicas de gases e vapor (enxofre, monóxido de carbono, etc.), causando um reciclamento do material. Esse modelo explicaria também os veios capilares dos aerolitos como resultado da ação dos gases de enxofre a altas temperaturas.

Mason (1960) não admitindo a origem dos condritos como fragmentos de corpos maiores, propôs numa variação dessa teoria que os corpos parentais dos condritos existiram como objetos independentes. Explicando que a natureza porosa e friável dos condritos e a mistura de silicatos com ferro-niquelífero sugere uma recristalização no estado sólido de materiais similares aos condritos carbonáceos tipo I. E que os demais tipos de meteoritos são fragmentos de planetóides diferenciados, formados pela agregação do material condrítico fundido.

### XIII - A ORIGEM DO SISTEMA SOLAR

Vimos que os meteoritos são muito antigos; na realidade, são as mais antigas amostras de matéria planetária ao nosso alcance. Os meteoritos são sem dúvida a melhor fonte de matéria primitiva do sistema solar, pois, aparentemente, nunca formaram agregados suficientemente grandes, para o estabelecimento de ciclos geoquímicos. Portanto, o estudo dos meteoritos é fundamentalmente necessário, para o conhecimento da origem do sistema solar.

As teorias da formação dos planetas se dividem em dois tipos distintos. Um tipo de teoria depende de ocorrências catastróficas extraordinárias: uma colisão no espaço; a passagem muito próxima de uma estrela pelo Sol; a explosão de uma estrela companheira do Sol, em uma supernova assimétrica; e outras, tais como as de Chamberlin-Molton e Jeans-Jeffreys. O outro tipo de teoria tenta explicar a formação dos planetas como produtos normais da formação estelar, como as hipóteses de Descartes, Kant, Laplace e as mais recentes, como Berlage, Alfvén Von Weisacker e Kuiper.

A descoberta recente de anomalias nucleogenéticas, nas composições isotópicas de vários elementos nos meteoritos. Entre eles o Xenônio, Telúrio, Kriptônio, além dos elementos menos pesados, tais como o Oxigênio, o Alumínio, resultou na formulação de três modelos diferentes para a síntese de elementos:

- 1) Os elementos anômalos e isótopos de vida curta devem ter se originado num evento remoto de nucleosíntese, tais como uma supernova ou uma gigante vermelha e introduzidos, em forma de grãos, na nuvem pré-solar. Nesse caso, mui-

tos isótopos de vida curta não sobreviveriam até a entrada dos grãos na nuvem pré-solar; por outro lado, alguns grãos mais refratários poderiam ter sobrevivido nas condições da nuvem e serem incorporados nos meteoritos.

- 2) Os elementos anômalos e isótopos de vida curta devem ter se originado numa supernova próxima. Se as ondas de choque desta supernova induzisse o colapso da nuvem pré-solar, os eventos de nucleossíntese estariam diretamente relacionados com o nascimento do sistema solar, a uns 4,6 bilhões de anos atrás.
- 3) O sistema solar pode ter se formado diretamente de fragmentos de uma simples supernova. Nesse caso os elementos anômalos e os isótopos de vida curta foram produzidos pelo mesmo evento que produziu os demais elementos do sistema solar. Assim, o sistema solar atual retém ainda algumas características químicas da supernova, segundo a hipótese. O Sol se acumulou do núcleo da supernova, os sideritos e os núcleos dos planetas terrestres se formaram a partir de uma síntese primária dos elementos do interior estelar, e os planetas externos e as fases carbônicas dos condritos são condensações das zonas mais externas.

Apesar dos resultados de análises da retenção dos gases nobres na fase metálica dos sideritos e nos xenolitos ricos em gas do manto terrestre estarem de acordo com a terceira hipótese, a segunda hipótese é a mais aceita atualmente, portanto, a descreverei com mais detalhes.

Tudo indica que as estrelas nascem dentro de nuvens de poeira e gás, de anos luz de extensão, como as que vimos em várias partes de nossa galáxia. Porque o Sol seria uma exce-

ção?

Sabemos, por meio de estudos espectrográficos, que o meio interestelar contém H, C, N, O e uma pequena quantidade de elementos metálicos. Sabemos que os grãos de poeira cósmica têm os diâmetros da ordem de microns. Sua composição não é de todo conhecida; devido à baixa temperatura (10 a 20° K), todos os átomos que colidem com esses grãos, com exceção do H, He, Ne, se condensariam. Portanto, provavelmente, tenham uma composição generalizada e uma estrutura desorganizada.

Como sabemos, e não há nada que contradiga isto, o meio interestelar primitivo era rico em H e He, como no nosso Sol. Contudo, aparentemente, o universo é bem mais velho que o sistema solar, portanto, gerações de estrelas nasceram, amadureceram, e morreram antes do aparecimento do sistema solar. O universo primitivo continha apenas H, mas as reações term nucleares no interior das estrelas foram capazes de combinar o núcleo de H em elementos mais pesados. Algumas estrelas se transformaram em supernovas, uma explosão capaz de misturar as substâncias, incluindo os elementos mais pesados, que ela criou, no meio interestelar.

Assim, o sistema solar surgiu de um colapso gravitacional; da difusa nuvem de gás e poeira, onde os elementos mais leves e abundantes, como hidrogênio e hélio, eram materiais primitivos, e os elementos mais pesados, oriundos das supernovas.

A matéria ejectada pelas supernovas não possuíam composições isotópicas idênticas, contudo, essas contribuições diversas se transformaram numa mistura homogênea de todos os isótopos, na época da condensação do sistema solar.

A descoberta recente de que a composição isotópica do meteorito de Allende difere da composição média do sistema solar indica que pelo menos uma supernova explodiu na época da condensação da nuvem pré-solar. Portanto, a matéria por ela ejectada não pode ser distribuída uniformemente na nuvem, como as demais contribuições anteriores.

Dada a raridade das supernovas (para as 100 milhões<sup>b</sup> de estrelas de nossa galáxia, ocorrem aproximadamente três eventos por século), seria muita coincidência uma supernova ter explodido nas redondezas da nuvem, exatamente na época de sua condensação. Foi a singularidade deste evento que sugeriu a hipótese desta supernova ter induzido a condensação da nuvem pré-solar.

Teoricamente, está provado que uma nuvem difusa de gás e poeira isolada no espaço, com uma massa comparável à do Sol, jamais teria se colapsado sob influência única de sua força gravitacional. A possibilidade de que a explosão de uma estrela nas proximidades da nuvem pudesse provocar a compressão necessária para que a nuvem atingisse a densidade crítica para o colapso, foi proposta a mais de 30 anos por Hoyle e Öpik. Recentemente, Paul Woodward, do Laboratório Lawrence Livermore da Universidade da Califórnia, mostrou que uma onda de choque em expansão pode criar uma força de compressão suficiente para gerar uma estrela. O que vem a ser comprovado pelas fotografias de William Herbst e George Assousa, do Instituto Carnegie de Washington, que mostram uma grande concentração de estrelas novas e brilhantes nas bordas de nebulosas criadas por explosões de supernovas.

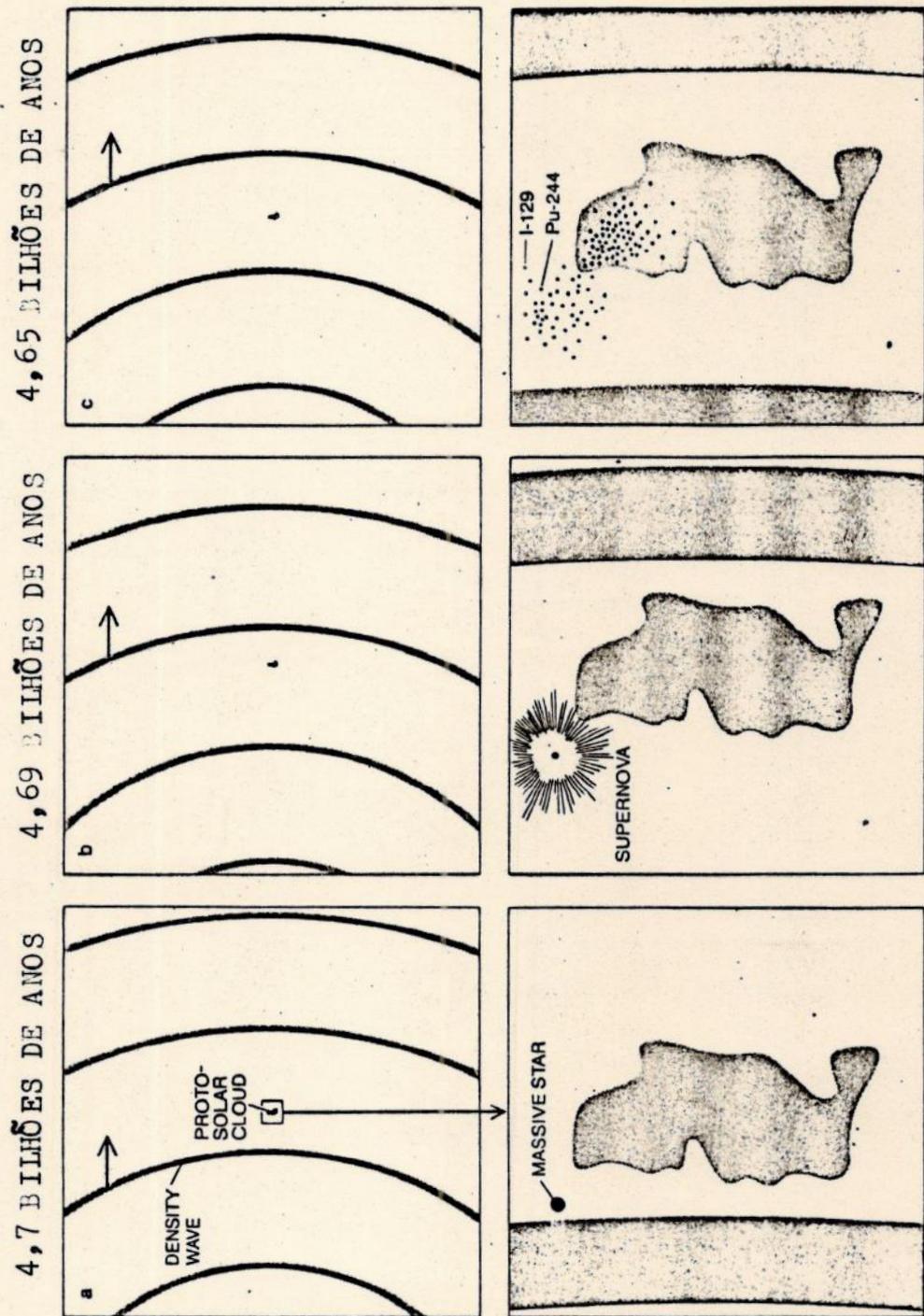


FIG. XIII-1

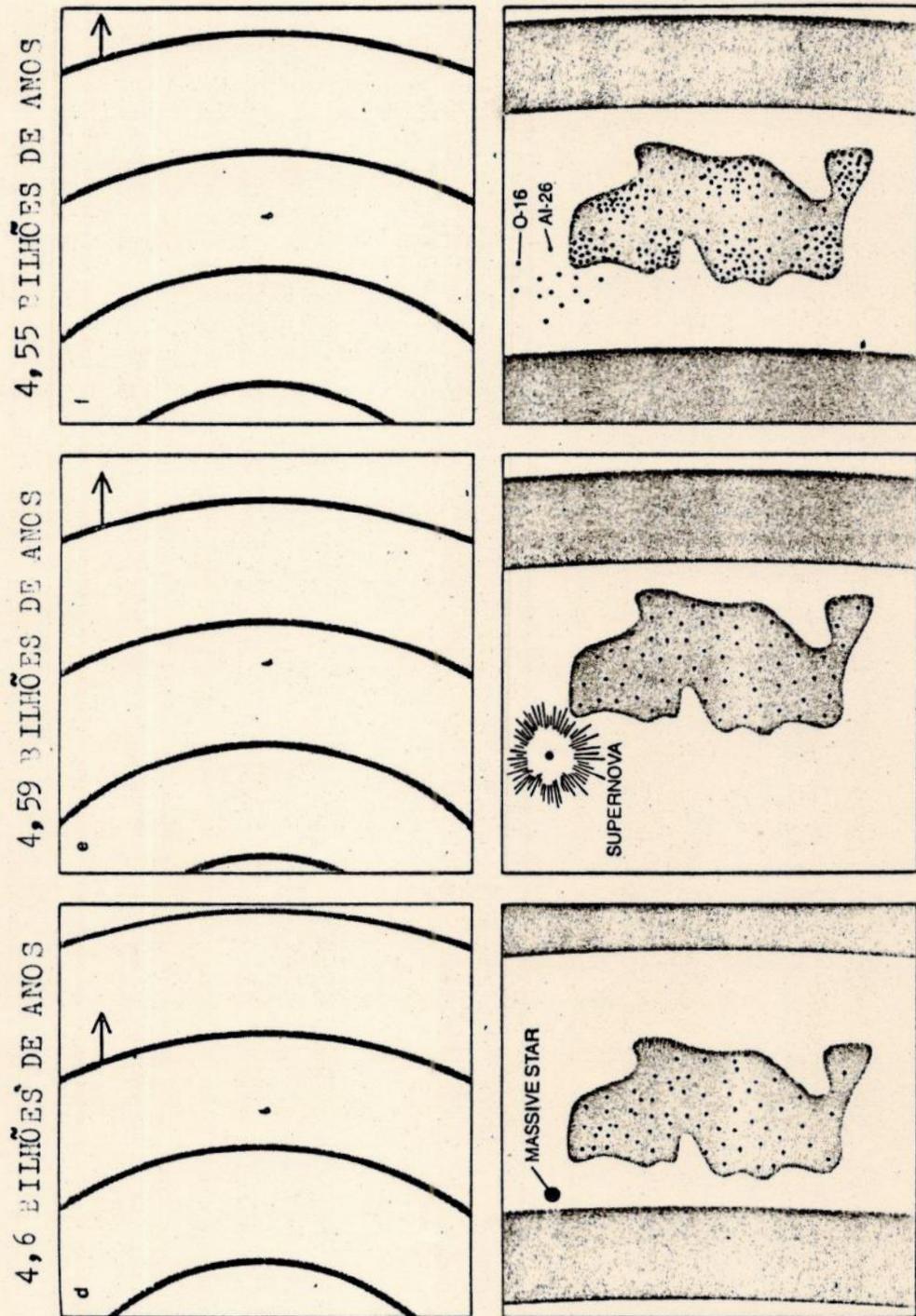


FIG.XIII-1 (continuação)

### CONCLUSÃO

As ondas densas associadas com a estrutura espiralar da galáxia ao passar por uma dada região, podem induzir à formação de estrelas; o que ocorre pelo menos uma vez em cada 100 milhões de anos. As anomalias isotópicas dos meteoritos parecem incluir traços da passagem de duas ondas densas sucessivas, a uns 4,7 bilhões de anos atrás.

A figura XIII-1 nós dá um resumo da sequência dos eventos.

- a) A onda deu início às estrelas, incluindo pelo menos uma estrela massiva nas vizinhanças da nuvem de gás e poeira que deu origem ao sistema solar. Essa estrela evoluiu numa supernova,
- b) que ejectou uma certa quantidade de matéria na nuvem pré-solar.
- c) Entre os isótopos estão o iodo 129 (meia vida de 17 milhões de anos) e o Plutônio (meia vida de 82 milhões de anos); desses isótopos, uma pequena fração sobreviveu até a época da formação do sistema solar. Essa fração pode ser detectada nos meteoritos através do produto do decaimento desses isótopos que uncluem os isótopos de Xenônio.
- d) Há aproximadamente 4,6 bilhões de anos atrás, outra onda passou pela mesma região, dando origem a outra geração de estrelas maciças, incluindo uma estrela que estaria a apenas 60 anos luz da nuvem pré-solar.
- e) Quando esta explodiu, outra remessa de isótopos foi adicionada à nuvem.
- f) Pela presença do Magnésio 26, de meia vida muito curta, nos meteoritos, sabemos que a condensação da nuvem se deu logo após a explosão, o que leva a acreditar que esta tenha induzido a condensação da nuvem protosolar.

BIBLIOGRAFIA

- BALLAD R.V., OLIVER L.L., DOWNING R.G. & MANUEL O.K. "Isotopes of tellurium, xenon and krypton in Allende meteorite retain of nucleosynthesis". Nature. Vol.277, 22 February 1979, pags. 615-620
- BRECHER AVIVA & FUHRMAN MIRIAM. "The Magnetic Effects of Brecciation and Shock in Meteorites: II. The Ureilites and Evidence for Strong Nebular Magnetic Fields". The Moon and the Planets, May 1979, pags.251-261
- BROOKS J. & SHAW G. Origin and Development of Living Systems.
- BUSECK PETER R. "Pallasite meteorites - mineralogy, petrology and geochemistry". Geochemica et Cosmochemica Acta, Vol. 41, 1977, pags. 711-740
- CHAPMAN C.R. "Asteroids as meteorites parent-bodies". Geochemica et Cosmochemica Acta, Vol. 40, 1976
- CLASSEN S. "A Large Crater Field Recognized in Central Europe" Sky and Telescope, June 1975, pags.365-367
- FELDMAN P.D. "A Model of Carbon Production in a Cometary Coma" Astronomy and Astrophysics, Vol.70, November 1978, pags. 547-553
- FLEISCHER R.L., PRICE P.B. & WALKER R.M. "Charged Particle tracks: tools for geochronology and meteorite studies". Radio-metric Dating for Geologists, by Hamilton, 1968, pags.417-435
- GOLDSTEIN J.I. & AXON H.J. "The Widmanstätten Figure in Iron Meteorites". Naturwissenschaften, Vol.60, 1973, pags. 313- 321
- GOMES C.B. e KEIL K. "Estudo dos meteoritos brasileiros XI. Revisão de um programa de pesquisa". Ciência e Cultura, Outubro 1977, pags.1094-1103
- GROSSMAN LAWRENCE. "The Most Primitive Objects in the Solar System". Scientific American, February 1975, pags.30-38
- HARTMANN WILLIAM K. "Cratering in the Solar System". Scientific American, pags.84-99
- HASHIMOTO A., KUMAZAWA M. & ONUMA N. "Evaporation Metemorphism of Primitive Dust Material in the Early Solar Nebula". Earth and Planetary Science Letters, April 1979, pags. 16-20

- HERBST WILLIAM & ASSOUSA GEORGE E. "Supernovas and star formation". Scientific American, August 1979, pags.122-129
- HUTCHISON ROBERT. "Meteorite research old and new". Nature, vol.268, 25 August 1977, pags.691-692
- JACCHIA L.G. "A Meteorite That Missed the Earth". Sky and Telescope, July 1974, pags.4-9
- KERRIDGE JOHN F., MACDOUGALL J.D. & CARLSON J. "Iron-Nickel Sulfides in the Murchison Meteorite and Their Relationship to Fase Q 1". Earth and Planetary Science Letters, April 1979, pags.1-4
- KING ALBERT A. Space and Geology (An Introduction), ed. 1976
- KNUDSEN e. outros. "Fe-Ni superlattice formation by corrosion of Santa Catarina meteorite". Nature, Vol.276, 9 November 1978
- MACDOUGALL J.D. "Fission-Track Dating". Scientific American, pags.114-122
- MASON BRIAN. Meteorites. ed. 1962
- MORRISON NANCY D. "Old, Soggy Meteorites". Mercury, January/February 1979
- PELLEGRINO C.R. & STOFF J.A. "Organic Clues in Carbonaceous Meteorites". Sky and Telescope, April 1979, pags.330-335
- RAHE JÜRGEN. "Physical Properties of Comets". Die Naturwissenschaften, 61, Jahrgang, 1974., Heft 2 Februar, pags. 45-50
- REVELLE D.O. "Studies of Sounds from Meteors". Sky and Telescope, February 1975, pags.87-91
- SCHRAMM DAVID N. & CLAYTON ROBERT N. "Did a Supernova Trigger the Formation of the Solar System?". Scientific American, October 1978, pags.98-113
- SIMMONS K. "Australia's Henbury Craters". Sky and Telescope, May 1975, pags.287-289
- "The Far-Out Worlds of Voyager I-1". Sky and Telescope, May 1979, pags. 423-427
- "The Far-Out Worlds of Voyager I-II". Sky and Telescope, June 1979, pags.516-520
- VANYSECK VLADIMIR. La estructura de los cometas.
- WETHERILL G.W. "Apolo Objects". Scientific American.

WILKENING LAUREL L. "Carbonaceous Chondritic Material in the Solar System". Die Naturwissenschaften, 65 Jahrgang, Heft 2, Februar 1978

WOOD JOHN A. Meteorites and the Origin of the Planets.



## REFERÊNCIAS ADICIONAIS

- 1) Anders, E., and G.G. Coles, 1961 "Theories on the origin of meteorites" J. Chem. Educ. , 38, 56-66
- 2) Brezina, A., 1835 " Die Meteoritensammlung des k. k. mineralogischen" Geol. reichsanstalt, 35, 151-276.
- 3) Brown, H., and C. Patterson, 1948 "The composition of meteoritic matter. III Phase equilibria, genetic relations and planet structure". J. Geol., 56, 85 -  
111
- 4) Buseck, P.R. & Goldstein, J.I. (1969) "Olivine compositions and cooling rates of pallasitic meteorites" Bull. Geol. Soc. Amers. 80, 2141 - 2158.
- 5) Daly, R.A., 1943, "Meteorites and an earth-model " Bull. Geol. Soc. Am., 54, 401-456.
- 6) Fish, R.A., G.G. Coles, and E. Anders, 1960 " The record in the meteorites. III On the development of meteorites in asteroidal bodies " Astrophys. J. 132, 243 - 258.
- 7) King, E. A., Jr., M.F. Carman and J.C. Butler , 1972 " chondrules in Apollo 14 samples. Implications for the origin of chondritic meteorites " Science , vol., 175, pp 55-56 ;
- 8) King, E. A., J.C. Butler and M.F. Carman, 1972 , " Chondrules in Apollo 14 samples and size analyses , of Apollo 14 and 15 fines " Proc. Third Lunar Scienc. Conf., Geochim. et Cosmochim. Acta, Supp. 3, vol. 1 , E.A. King Jr, ed., p 673-686.
- 9) Leonard, F. C. and B. Slanin, 1941 " Statistical studies of the meteorites falls of the world: 3 Their time distribution " Aatron. 49, 551-560.
- 10) Levin, B. J., 1958 " über den Ursprung der Meteoriten." Chem. Erde, 19, 286-295.

- 11) Lipschutz, M. E. and E. Anders, 1961 " The record in the meteorites. IV; Origin of diamonds in iron meteorites" *Gechim. et Cosmochim. Acta*, 24, 83-105
- 12) Lovering, J. F., 1962 " The evolution of the meteorites—evidence for the co-existence of chondritic, achondritic and iron meteorites in a typical parent meteorite body." *Research on Meteorites* ( Carleton B. Moore, ed.) John Willey and Sons, New York, pp, 178 - 198.
- 13) Mason, B., 1960 " Origin of Chondrules and chondritic meteorites" *Nature* 186, 230-231
- 14) Mason, B. 1960 "The origin of meteorites" *J. Geophys. research*, 65, 2965- 2970.
- 15) Mason, B. 1962 "Meteorites", Wiley, New York and London, 274 p.
- 16) Mason, B., 1962 " The classification of the chondritic meteorites" *Nature*, 186, 230 - 231.
- 17) Mason, B., 1962 " The classification of the chondritic meteorites" *Am Museum Novitates*, n° 2085, 20pp.
- 18) Mason, B. and H.B. Wiik, 1961 " The Kyushu, Japan chondrite". *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 21, 276-283.
- 19) Murthy, V.R., 1961 " The isotopic composition of silver in iron meteorites". *J. Geophys. Research*, 66 , 2648.
- 20) Nel, H. J., 1949 "The Itzawisis pallasite, a new meteorite from South West Africa. *S. Africa Geol. Sur. mem.*, 43, 9 - 44.
- 21) Prior, G. T., 1916 " On the genetic relationship and classification of meteorites". *mineralog. Mag.* vl, 238, 50 - 60.

- 22) Prior, G. T., 1916 "The meteoritic stones of Lauton Warbreccan, Cronstad, Daniel's Kuil, Khairpur and Soko - banja" Mineral. Mag., 18, 1 - 25.
- 23) Prior, G. T., 1920 "The Classification of meteorites". Mineral. Mag., 19, 51 - 63.
- 24) Ringwood, A. E., 1959 " On the chemical evolution , and densities of the planets". Geochim. et Cosmochim. A. 20, 1 - 4.
- 25) Ringwood, A. E., 1961 " Silicon in the metal phases of enstatite chondrites " geochim. et Cosmochim. Acta 25. 1 - 13.
- 26) Ringwood, A. E., 1961. " Chemical and Genetic relationships among meteorites" Geochim. et Cosmochim. Acta, 24, 159 - 197.
- 27) Rose, G. 1863 "Beschreibung und eintheilung der meteoriten auf grund der sammlung im mineralogischen Museum zu Berlin;" Physik. Abhandl. Akad. Wiss., Berlin, p 23--161.
- 28) Roy, S. K., 1957 " The problems of the origin and structure of chondrules in stony meteorites". Fieldiana Geol., 10, 383 - 396.
- 29) Tchermak, G. "Beitrag zur Classification der Meteoriten" Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math, naturw. Kl., Abt I, 88, 347 - 371.
- 30) Urey, H. C., 1956 " Diamonds, meteorites and the Origin of the solar system " Astrophys. J., 124, 623-637
- 31) Urey, H. C., 1957 " Boundary conditions for theories of the origin of the solar system - The evidence given by meteorites " Phys. Chem. Earth, 2, 60 - 63.
- 32) Urey, H. C. 1959 " The early history of the solar system as indicated by the meteorites". Proc. Chem. Soc. (London), 57 - 78.

- 33) Urey, H. C., 1959 " Primary and secondary objects" J. Geophys. Research, 64, 1721 - 1737.
- 34) Urey H. C. and H. Craig, 1953 " The composition of the stony meteorites and the origin of the meteorites" Geochim. et Cosmochim. Acta, 4, 36 - 82.
- 35) Urey, H. C. and Craig 1953 " The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites " geo- chim. Acta, 31, 747 - 765.
- 36) Van schmus, W. R. and J, A. Wood, 1967 " A chemical petrologic classification for the chondritic meteorites" Geochim. et Cosmochim. Acta, 31, 36 - 82.
- 37) Wipple, F. L., 1966 " Chondrules: suggestion concern- ing the origin" Science, 153, 54 - 56. veja também Cameron, A.G.W. 1966 " The accumulation of chondritic ma- terial " Earth and Planet. Sci. Letters 1, 93 - 96.
- 38) Wiik, H. B., 1956 " The chemical composition of so- me stony meteorites " Geochim. et Cosmochim. Acta, 9, pp 279 - 289. veja também van Schmus, W. R., and J. M. Hayes, 1974 " chemical and petrographic correlations among car- bonaceous chondrites" Geochim. et cosmochim. Acta, 38 , pp 47 - 64.
- 39) Yavnel, A. A., 1958 " Classification of meteorites according to their chemical composition " Meteoritica, 15 pp 115 - 135; publicada em ingles na tradução de Intern. Geol. Rev. 2, 380 - 396.
- 40) York, D. and R. M. Farghar, 1972 . "The earth's a- ge and geochronology" Pergamon press ltd.
- 41) Zavaritzky, A. N., 1950 " On some structural pecula- rities of meteorites " Meteoritika, 8, 100 - 115.
- 42) Zook, H. A., r. E. Flaherty and D. J. Kessler, 1970 " Meteoroid impacts on the Gemini windows" Planet Space Sci. ,13, 953 - 964. veja também Kerridge, J. F., 1970 " Micrometeorite environment at the Earth's orbit " Na- ture, Vol 228, pp 616 - 619.