

MÁRCIA CRISTINA LOPES QUINTAS

MÉTODOS GEODÉSICOS APLICADOS NA  
DETERMINAÇÃO DE MOVIMENTOS E  
DEFORMAÇÕES CRUSTAIS

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre.

CURITIBA  
1989

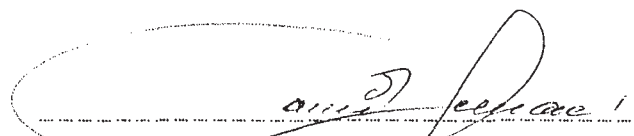
MÉTODOS GEODÉSICOS APLICADOS NA DETERMINAÇÃO  
DE MOVIMENTOS E DEFORMAÇÕES CRUSTAIS

POF

MÁRCIA CRISTINA LOPES QUINTAS

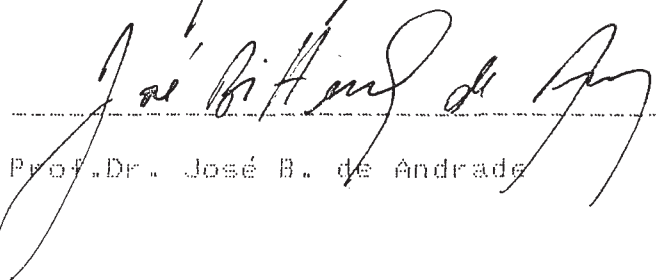
Dissertação aprovada como requisito parcial para a obtenção de Grau de Mestre em Ciências no Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná pela Comissão formada pelos professores:

orientador:

  
Prof.Dr. Camil Gemael

co-orientador:

  
Prof.Dr. Alberto Pio Fiori

  
Prof.Dr. José B. de Andrade

## DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha  
família, especialmente  
aos meus pais pelo exemplo  
de luta, dedicação e amor.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos sinceramente

Ao Prof. Dr. Camil Gemael, pela sugestão do tema. E cuja orientação, paciência, disponibilidade, crítica, encorajamento e, sobretudo, amizade fizeram este trabalho evoluir.

Ao Prof. Dr. Alberto Pio Fiori, coorientador, pela orientação incentivadora dentro da geologia.

Ao Prof. Dr. Gunter Seeber pelo fornecimento de grande parte da literatura.

Ao Prof. Dr. Wladimir Shukowsky pela revisão do texto.

À Profa. Maria Ester S. Strobel pela tradução do resumo desta.

Aos professores, amigos e funcionários do Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, especialmente à amiga Maria Aparecida Z. Zanetti, pelo apoio constante durante todo o curso.

À minha família pelo apoio e compreensão, em especial à minha irmã Eng. Nanci Veriane Quintas, pela dedicação e paciência.

Ao diretor e funcionários do Centro de Computação Eletrônica da Universidade Federal do Paraná, pelo apoio e facilidade de acesso às dependências, em especial ao programador Rogério de Jesus de Assunção Hultmann.

## CONTEÚDO

	TERMO DE APROVAÇÃO . . . . .	ii
	DEDICATÓRIA . . . . .	iii
	AGRADECIMENTOS . . . . .	iv
	CONTEÚDO . . . . .	v
	LISTA DE TABELAS . . . . .	vii
	LISTA DE ILUSTRAÇÕES . . . . .	viii
	LISTA DE SIGLAS, ABREVIATURAS E SÍMBOLOS . . . . .	ix
	RESUMO . . . . .	x
	ABSTRACT . . . . .	xi
1	INTRODUÇÃO . . . . .	1
1.1	Objetivos do trabalho . . . . .	1
1.2	Histórico . . . . .	1
2	HIPÓTESE DE MIGRAÇÃO CONTINENTAL . . . . .	3
2.1	Deriva Continental . . . . .	3
2.1.1	Histórico . . . . .	3
2.1.2	Desenvolvimento mais recente da Hipótese de Deriva Continental . . . . .	4
2.1.2.1	Paleoclimáticas e Paleontológicas . . . . .	4
2.1.2.2	Ajuste geométrico . . . . .	5
2.1.2.3	Paleomagnetismo . . . . .	6
2.1.2.4	Anomalias magnéticas do fundo oceânico . . . . .	7
2.1.2.5	Correlações estratigráficas estreitas e concordância das estruturas truncadas através dos oceanos . . . . .	11
2.2	Conceito de expansão do fundo oceânico . . . . .	11
2.2.1	Histórico . . . . .	11
2.2.2	Convecção no manto . . . . .	12
2.3	Conceito de Tectônica de Placas . . . . .	15
2.3.1	Elementos da Tectônica de Placas . . . . .	16
2.3.1.1	Dorsais meso-oceânicas . . . . .	17
2.3.1.2	Fossas oceânicas . . . . .	18
2.3.1.3	Falhas de transformação . . . . .	19
2.3.1.4	Pontos quentes ou vulcões submarinos . . . . .	23
2.3.2	Formação de cadeias montanhosas . . . . .	26
2.3.3	Movimento atual das placas . . . . .	27
3	MOVIMENTOS CRUSTAIS . . . . .	30
3.1	Introdução . . . . .	30
3.2	Classificação dos movimentos da crosta . . . . .	30
3.3	Classificação de determinações geodésicas dos movimentos crustais . . . . .	31
3.3.1	Classificação com respeito ao sistema de re- ferência . . . . .	32
3.3.1.1	Determinação absoluta e relativa . . . . .	32
3.3.1.1.1	Determinação absoluta . . . . .	32
3.3.1.1.2	Determinação relativa . . . . .	33
3.3.2	Classificação com respeito a distribuição espacial das determinações . . . . .	34

3.4	Exemplos de movimentos verticais e horizontais	34
4	MEDIDAS DOS MOVIMENTOS DA CROSTA	39
4.1	Métodos geodésicos terrestres clássicos	41
4.1.1	Introdução	41
4.1.2	Rede de triangulação- trilateração	42
4.1.3	Métodos Astro-geodésicos	43
4.1.3.1	Observações Astronômicas	43
4.2	Método Gravimétrico	47
4.2.1	Introdução	47
4.2.2	Métodos de medida da força da gravidade	48
4.2.3	Gravimetria de alta precisão	50
4.2.3.1	Gravimetria absoluta	50
4.2.3.1.1	Determinação absoluta pelo método de queda-livre	52
4.2.3.1.2	Determinação absoluta pelo método de subida e queda-livre	53
4.2.3.2	Gravimetria relativa	54
4.2.3.3	Gravímetro absoluto a Laser	59
4.3	Métodos geodésicos extra-terrestres	61
4.3.1	Método Doppler	61
4.3.1.1	Introdução	61
4.3.1.2	Efeito Doppler	61
4.3.1.3	Observações Doppler	62
4.3.1.4	Sistema NNSS	64
4.3.1.5	Aplicações do método Doppler	66
4.3.2	Método Laser	69
4.3.2.1	Introdução	69
4.3.2.2	"Lunar Laser Ranging"	70
4.3.2.3	"Satellite Laser Ranging"	70
4.3.2.3.1	Satélite STARLETTE	71
4.3.2.3.2	Satélite LAGEOS	72
4.3.2.3.3	Coleta de dados	75
4.3.2.3.4	Estações	75
4.3.2.3.5	"Modular Transportable Laser Ranging System"	78
4.3.3	Método Interferométrico	81
4.3.3.1	Introdução	81
4.3.3.2	Geometria básica do VLBI	82
4.3.3.3	Equipamentos e princípios operacionais básicos	83
4.3.3.4	Observações de VLBI	85
4.3.3.5	Aplicações geodésicas	88
4.3.4	NAVSTAR GPS	90
4.3.4.1	Introdução	90
4.3.4.2	Sistema GPS	90
4.3.4.2.1	Segmento dos satélites	91
4.3.4.2.2	Segmento de controle	94
4.3.4.2.3	Segmento do usuário	95
4.3.4.3	Satélites GPS	95
4.3.4.4	Aplicações geodésicas	96
4.4	Método Fotogramétrico	98
4.4.1	Introdução	98
4.4.2	Evolução dos métodos	98
4.5	Outros Métodos	99

5	PROJETO DE DINÂMICA CRUSTAL DA NASA	100
5.1	Introdução	100
5.2	O "Crustal Dynamics Project"	101
5.3	Objetivos do CDP	103
5.4	Precisão atingida pelo CDP	105
5.5	Rede de estações SLR e VLBI do CDP	106
5.6	Movimentos recentes e planos futuros	112
6	CONCLUSÕES & RECOMENDAÇÕES	118
6.1	Conclusões	118
6.2	Recomendações	119
	APÊNDICE A	121
	APÊNDICE B	125
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	126

## LISTAS DE TABELAS

Tab. 3.1: Dados resultantes de re-nivelamentos na Califórnia . . . . .	38
Tab. 4.1: Exemplos de precisão na determinação da longitude astronômica . . . . .	46
Tab. 4.2: Parâmetros orbitais do satélite Starlette . . . . .	72
Tab. 4.3: Parâmetros orbitais do satélite Lageos . . . . .	73
Tab. 5.1: Estações fixas da rede CDP . . . . .	107
Tab. 5.2: Estações altamente móveis da rede CDP . . . . .	110
Tab. 5.3: Estações SLR - medições de linhas de base para detectar movimentos, estabilidade de placas, deformações regionais em 1982, 1983 e 1984 . . . . .	116
Tab. 5.4: Estações VLBI - medições de linhas de base para detectar movimentos, estabilidade de placas, deformações regionais em 1982, 1983 e 1984 . . . . .	117

## LISTAS DE ILUSTRAÇÕES

Fig. 2.1:	Ajuste geométrico, por computador, dos continentes ao redor do Oceano Atlântico . . . . .	5
Fig. 2.2:	Trajetórias de migração do pólo sul, do Cambriano ao Triássico para América do Sul, África, Austrália, Índia e Antártida. . . . .	8
Fig. 2.3:	Anomalias magnéticas na região da crista da cadeia médio-atlântica . . . . .	9
Fig. 2.4:	A figura indica as faixas magnetizadas e suas idades aparentes em milhões de anos . . . . .	10
Fig. 2.5:	Confirmação da Deriva Continental . . . . .	13
Fig. 2.6:	Esquematisação do fundo oceânico . . . . .	20
Fig. 2.7:	(a) falha transcorrente; (b) falha de transformação . . . . .	20
Fig. 2.8:	Falhas de transformação . . . . .	22
Fig. 2.9:	A cadeia médio-atlântica sofre desvios no Atlântico equatorial através de falhas de transformação . . . . .	22
Fig.2.10:	O esquema mostra a formação de Guyots . . . . .	24
Fig.2.11:	Bloco-diagrama esquematizando as configurações e os papéis desempenhados pela litosfera, astenosfera e mesosfera na versão tectônica global (tectônica de placas) . . . . .	25
Fig.2.12:	Tectônica de placas da litosfera e suas prováveis direções de deslocamento . . . . .	28
Fig.2.13:	Esquema proposto por LE PICHON, 1968 . . . . .	29

Fig. 4.1:	Sistemas de posicionamento extra-terrestres . . . . .	39
Fig. 4.2:	Precisão relativa de alguns sistemas de posi- cionamento . . . . .	40
Fig. 4.3:	Grave em queda-livre . . . . .	55
Fig. 4.4:	Grave em subida e queda-livre . . . . .	55
Fig. 4.5:	Princípio do funcionamento do gravímetro . . . . .	57
Fig. 4.6:	Geometria do efeito Doppler . . . . .	62
Fig. 4.7:	Contagem Doppler . . . . .	64
Fig. 4.8:	Configuração do sistema NNSS . . . . .	67
Fig. 4.9:	Configuração física dos satélites NNSS . . . . .	68
Fig.4.10:	Detalhes da estrutura do Lageos . . . . .	74
Fig.4.11:	Estações laser em todo mundo . . . . .	76
Fig.4.12:	Estações laser Norte-Americanas . . . . .	77
Fig.4.13:	Estações laser Europeias . . . . .	77
Fig.4.14:	Diagrama em blocos da configuração do sistema MTLRS . . . . .	79
Fig.4.15:	Veículo utilizado para transporte do MTLRS . . . . .	80
Fig.4.16:	Telescópio MTLRS em ponto de ação . . . . .	80
Fig.4.17:	Geometria básica do VLBI . . . . .	82
Fig.4.18:	Diagrama em blocos de um sistema VLBI . . . . .	84
Fig.4.19:	Retardamento da frente de onda . . . . .	86
Fig.4.20:	Situação das estações monitoras . . . . .	94
Fig.4.21:	Satélite GPS . . . . .	97
Fig. 5.1:	Distribuição dos terremotos. . . . .	102
Fig. 5.2:	Medições de linhas de base efetuadas em 1984 com o sistema VLBI, para detectar deformações e verificar a estabilidade da placa no oeste dos EUA . . . . .	113

Fig. 5.3: Medições de linhas de base efetuadas em 1984 com o sistema SLR, afim de detectar deformações regionais e verificar a estabilidade da placa no oeste dos EUA e México . . . . . 114

Fig. 5.4: Medições de linhas de base efetuadas em 1984 com a rede global de estações SLR, afim de detectar o movimento e estabilidade de placas, e ainda o movimento do pólo . . . . . 115

## LISTA DE SIGLAS, ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

ARIES	Astronomical radio interferometry earth surveying
BIPM	Bureau International des Poids et Mésures
CDP	Crustal dynamics project
CNES	Center National d'Estudes Spatiales
CSOC	Consolidated space operations center
DMA	Defense Mapping Agency
DoD	Department of Defense
GPS	Global positioning system
HIRAN	High precision shoran
HOW	Handover-word
IAU	International Astronomical Union
IFE	Institut fur Erdmessung
JILA	Joint Institute for Laboratory Astrophysics
LAGEOS	Laser geodynamics satellite
LASER	Light amplification by stimulated emission of radiation
LLR	Lunar laser ranging
MASER	Microwave amplification by stimulated emission of radiation
MERIT	Monitor earth rotation an intercompare the techniques
MOBLAS	Moblas laser
MTLRS	Modular transportable laser ranging system
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NAVSTAR	Navigation system with time and ranging
NGS	National Geodetic Survey

NNSS        Navy navigation satellite system

NOAA        National Oceanic and Atmospheric Administration

NSF        National Science Foundation

OPNET       Operational network

POLARIS    Polar motion analysis by radio interferometric systems

PRN        Pseudo random noise

SAO        Smithsonian Astrophysical Observatory

SHORAN     Short range navigation

SLR        Satellite laser ranging

TLRS       Transportable laser ranging station

TRANET     Tracking network

USGS       United States Geological Survey

VLBI       Very long baseline interferometry

WEGENER    Working group of european geocientist for the establishment of network for earthquake research

WGS-72     World geodetic system - 1972

## RESUMO

Este trabalho é uma tentativa de mostrar a importância dos métodos de posicionamento geodésicos precisos dentro do complexo campo da geodinâmica.

Fez-se um comentário sobre as hipóteses de migração continental, e posteriormente foram expostas algumas classificações das diversas deformações terrestres.

São citados os métodos geodésicos mais utilizados para medir tais deformações, bem como suas respectivas precisões.

Por fim, é exposto o projeto de pesquisa de geodinâmica da NASA, que utiliza os sistemas VLBI e SLR para medir deformações recentes da crosta.

É necessário, citar, que foram considerados neste trabalho somente deformações recentes da crosta, ou seja, aquelas ocorridas em intervalos de tempo não geológico.

## ABSTRACT

This work is an attempt to show the importance of the methods of accurate geodesic positions in the complex field of geodynamics.

A commentary about the hypothesis of continental migration was done, and afterwards some classifications of the several terrestrial deformations were exposed.

The most used geodesic methods were mentioned in order to measure such deformations, as well as their respective accuracy.

At last, the geodynamics research project from NASA is exposed, which utilized the VLBI and SLR system to measure recent deformations of the crust.

It is necessary to say, that in this work were considered only the recent deformations of the crust, i.e., the ones that happened in intervals of non geologic era.

### 1.1 Objetivo do trabalho

Este trabalho tem por finalidade, mostrar a importância dos métodos de posicionamento geodésicos precisos, na medida de deformações recentes da crosta.

Sendo um assunto quase não considerado no Brasil, o presente trabalho toma um caráter monográfico na descrição das deformações e nos métodos geodésicos de medições precisas.

### 1.2 Histórico

Métodos geodésicos clássicos de medições, técnicas espaciais, gravimetria, etc, tem dado ao geodesta a possibilidade de monitorar a deriva continental, deformações intracontinentais e outros fenômenos.

Os métodos geodésicos de medições foram incentivados direta ou indiretamente pelos seguintes fatos. As pesquisas na metalurgia, perto do final do século 19, levaram ao desenvolvimento do invar, usado na produção de fios e fitas (medições mais precisas de linhas de base), bem como pêndulos (medições da gravidade).

As aplicações de radar durante a II Guerra Mundial, levaram ao desenvolvimento os métodos SHORAN e HIRAN (desenvolvido por CARL ASLAKAM e sua equipe). Essas foram as primeiras técnicas

de medição, com um razoável grau de precisão, de distância entre dois pontos não intervisíveis.

ERIK BERGSTRAND, 1948 em Oslo, apresenta o protótipo de geodímetro. Mas somente em 1951, Bruxelas, é lançado um modelo de geodímetro comercial. Mais tarde, instrumentos eletrônicos de medida de distância sofrem modificações na fonte de rubi, passam para luz e ainda mais tarde são modificadas para laser vermelho e laser azul.

Técnicas espaciais utilizando técnicas Doppler, medições Laser para refletores na Lua e sobre satélites artificiais, melhoramentos nas técnicas de interferométricas (VLBI), e hoje o desenvolvimento do GPS, utilizando receptores portáteis, tem dado ao geodesta a possibilidade de obter maior precisão na monitoração da deriva continental, deformações intracontinentais e estabelecimento de um necessário sistema de referência global.

## 2 HIPÓTESE DE MIGRAÇÃO CONTINENTAL

### 2.1 Deriva Continental

#### 2.1.1 Histórico

O conceito de deriva continental não é recente. Parece que o germe da idéia de migração continental foi lançado por FRANCIS BACON (1620), quando ao observar um mapa, ficou impressionado com a congruência das costas da África e da América do Sul. Idéias a respeito de migração continental, foram posteriormente divulgadas por ALEXANDRE VON HUMBOLDT (1800), ANTONIO SNIDER (1858), ROLAND VON EOTVOS (1887) e F.R.TAYLOR (1910). Todavia, este conceito não conseguiu adeptos até 1912, quando o cientista alemão ALFRED WEGENER publicou o livro "A origem dos continentes e oceanos". Wegener descreveu a migração continental como "Polflut" (fuga dos pólos), que resultaria da atração gravitacional entre os continentes e a protuberância equatorial da Terra. Concluiu, ainda, a existência de uma migração geral das massas continentais para oeste, argumentando que a atração diferencial do Sol e da Lua provocaria naquelas massas um retardamento em relação à rotação da Terra, considerada globalmente (39).

Wegener sugeriu o termo "Pangea" (terra total), para designar o único continente, que sustentava, ter existido no fim do período Carbonífero.

## 2.1.2 Desenvolvimento mais recente da Hipótese de Deriva Continental

Inúmeras evidências suportam a idéia de que os continentes estavam antigamente unidos, podendo ser agrupadas em quatro categorias principais: 1) paleoclimáticas e paleontológicas; 2) paleomagnéticas; 3) ajuste geométrico dos continentes; 4) correlações estratigráficas estreitas e concordância das estruturas truncadas através dos oceanos (39).

### 2.1.2.1 Paleoclimáticas e paleontológicas

Sofreram glaciação, particularmente nos períodos Carboníferos e Permiano: a África, a Austrália, a América do Sul e a Índia peninsular. Tais condições glaciais existem hoje, principalmente nas regiões polares. Logo, a distribuição dos climas pretéritos não podem ser comparada com a de hoje, se não supusermos uma movimentação relativa dos continentes.

Os quatro continentes do Hemisfério Sul (América do Sul, África, Antártica, Austrália) e a Índia peninsular tem histórias geológicas similares, bem como nos conjuntos faunísticos e florísticos preservados nos estratos. Tais evidências tem sido usadas como argumentos para provar que esses continentes possuíram uma ligação pretérita, e se localizaram mais ao sul, próximo à região polar, quando então estavam submetidos à glaciação. Posteriormente, separaram-se e migraram para o norte, aproximando-se da linha equatorial.

### 2.1.2.2 Ajuste geométrico

BULLARD et al.(1965) examinou o ajuste dos continentes ao redor do Atlântico por método de computação, encontrando excelente ajuste dos continentes, se tomado como bordos as linhas de contorno (isóbatas) de 915 m. (fig.2.1)

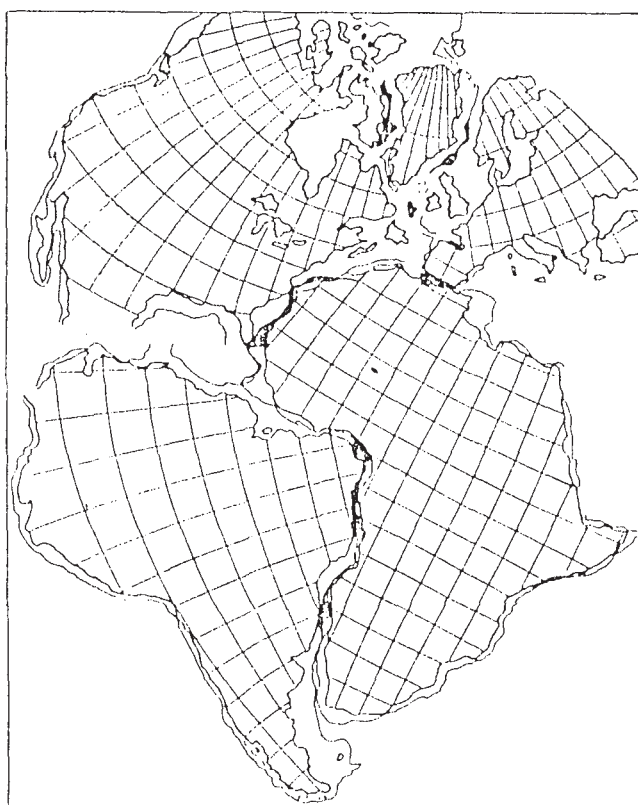


Fig.2.1: Ajuste geométrico, por computador, dos continentes ao redor do Oceano Atlântico. As áreas em negro representam superposição das plataformas continentais (segundo Bullard et al. 1965).

Em 1970, SMITH e HALLAM publicaram a reconstrução integral da "Terra de Gondwana" (nome dado por Wegener a um con-

tinente pretérito formado pela África, América do Sul, Arábia, Austrália, Índia, Madagáscar, Nova Zelândia e Antártida), por meio de ajuste computadorizado usando isóbatas de 915 m. Foi estabelecido como condição, sine qua non, morfologias que tivessem continuidade geológica.

Ainda em 1970, DIETZ e HOLDEM repetem a reconstrução do supercontinente "Pangea" com notável exatidão cartográfica, usando dados geológicos e geométricos recentes.

### 2.1.2.3 Paleomagnetismo

As determinações paleomagnéticas são efetuadas em unidades geológicas, como rochas sedimentares, intrusivas ou extrusivas, que possam ter se formado em um intervalo de tempo de  $10^3$  a  $10^6$  anos. Alguns minerais são magnéticos, e a rocha nas quais eles ocorrem podem tornar-se magnetizadas. É possível determinar a intensidade, a direção e o sentido da magnetização das rochas, o que permite determinar a orientação do campo magnético terrestre, quando da formação da rocha no passado.

A maneira pela qual as rochas adquirem sua magnetização depende do tipo de rocha. No caso das rochas ígneas, a medida que as lavas esfriam, há uma tendência dos minerais se magnetizarem segundo a direção do campo presente naquele momento, ficando "fossilizado" naquela direção quando a rocha esfria e endurece.

No caso das rochas sedimentares, as partículas magnetizadas tendem a se direcionar segundo o campo magnético presente, à

medida que afundam na água em seu processo de sedimentação, permanecendo nessa posição após a consolidação da rocha.

A interpretação do magnetismo pretérito das formações rochosas, indica que a posição do eixo magnético tem migrado em referência ao eixo de rotação da Terra (fig.2.2).

A análise de rochas de mesma idade, mas em continentes diferentes, mostra que o magnetismo das rochas é diferente, levando à conclusão de que a migração dos pólos e a dos continentes ocorreu de fato.

A principal evidência paleomagnética, que constitui a pedra angular da hipótese da deriva continental, é a divergência das trajetórias de migração dos pólos em relação aos pólos geográficos, observável quando aquelas são desenhadas em um globo terrestre atual. Cada continente indicaria um pólo magnético diferente para rochas de mesma idade, o que teoricamente seria um absurdo. A explicação é que os 'pólos' indicados pelos diferentes continentes é o mesmo na realidade, apenas os continentes se moveram de formas diferenciadas dando indicações contraditórias acerca da posição pretérita do verdadeiro pólo.

#### 2.1.2.4 Anomalias magnéticas do fundo oceânico

Um grande avanço relacionado ao geomagnetismo foi o reconhecimento de anomalias magnéticas lineares dos fundos oceânicos, e sua correlação com a escala de tempo de reversão de polaridade magnética.

VINE e MATTHEWS (1963) mostraram que o padrão de anomalias magnéticas lineares reconhecidas no Pacífico, era causado por faixas do fundo oceânico magnetizadas em direções opostas, para cuja existência propuseram a idéia de que nova crosta oceânica é constantemente gerada.

Se o campo magnético mostra reversões periódicas à medida que acontece a geração da crosta, e o fundo oceânico se expande, as faixas sucessivas de crescimento da crosta dispostas paralelamente à dorsal oceânica, tornar-se-ão ora magnetizadas positiva ora negativamente. Esta magnetização dá um padrão de caráter zebrado ao fundo oceânico, quando essas faixas são coloridas em branco e preto (fig.2.3).

Quanto mais afastada da cadeia, mais antiga é a faixa magnetizada. Isso implica em uma ascendência constante de lava nas dorsais meso-oceânicas e na geração constante de crosta oceânica. (fig.2.4)

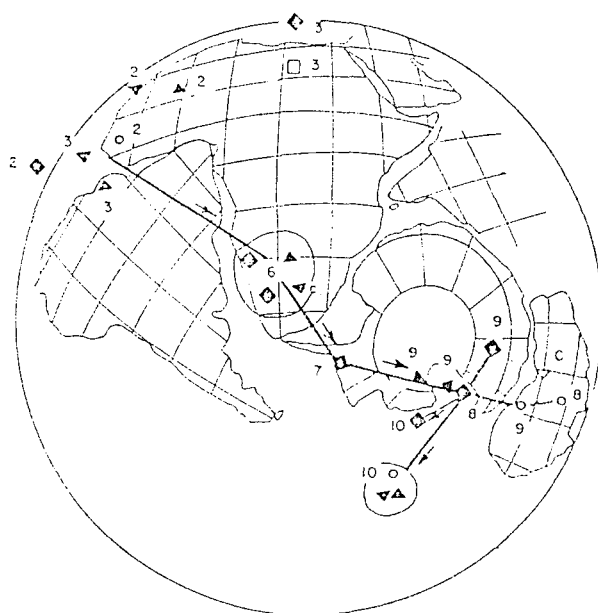


Fig.2.2: Trajetórias de migração do pólo sul magnético, do Cambriano ao Triássico para a América do Sul ▲, África ▼, Austrália ▲.

lia  $\blacklozenge$ , Índia  $\bigcirc$  e Antártica  $\square$  localizadas sobre a reconstrução paleogeográfica do supercontinente Gondwana. A África, a Austrália e a Antártica foram ajustadas pelas plataformas continentais, com isóbatas de 500 m. Os pólos 2 e 3 do Paleozóico Inferior formam um conjunto aberto; os pólos do Paleozóico Médio constituem em conjunto fechado no SW da África; e os pólos 8 e 9 compõem um conjunto na Antártica, perto do Mar de Ross. O pólo triássico 10, para a região Austral, não se situa no grupo de pólos para América do Sul, África e Índia. Inexistem dados para o Triássico da Antártica (segundo Creer, 1970) 1991.

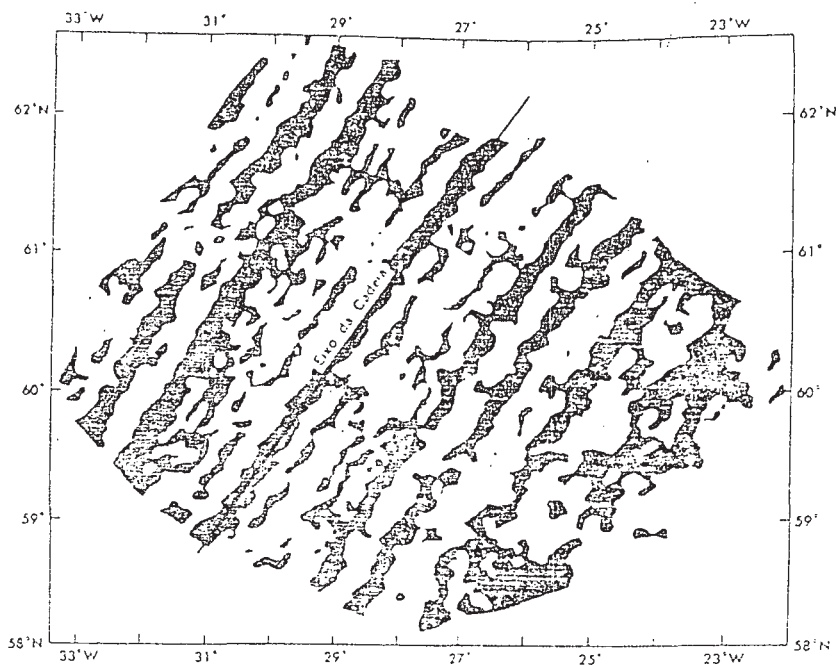


Fig.2.3: Anomalias magnéticas na região da crista da Cadeia Médio-Atlântica. As áreas em cinza representam anomalias positivas, as áreas negativas estão em branco (segundo Heirtzler, Le Pichon e Baron, 1966).

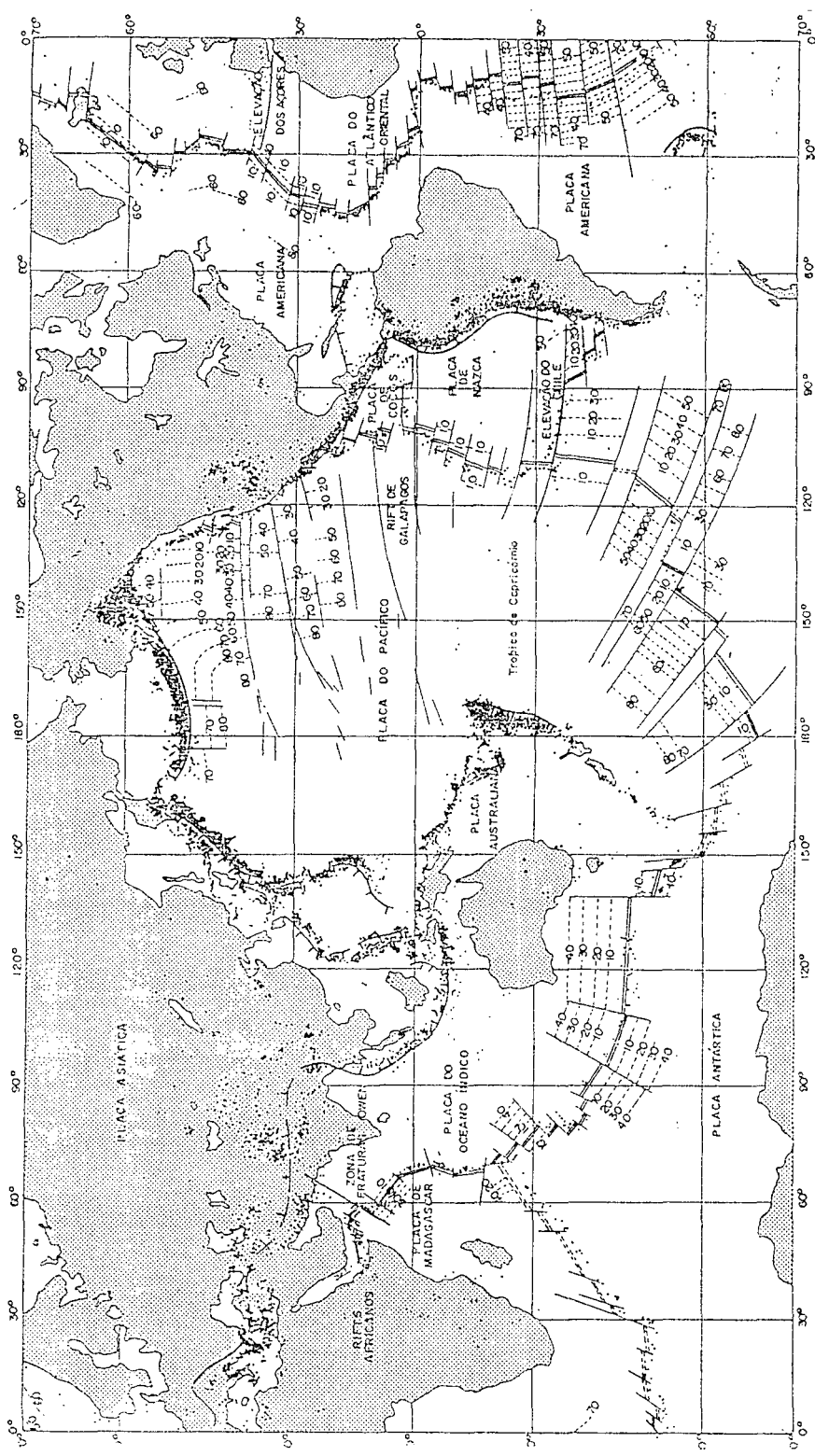


Fig.2.4: A figura indica as faixas magnetizadas e suas idades em milhões de anos. Os pontos negros representam epicentros de terremotos (segundo Heirtzler, 1968)

### 2.1.2.5 Correlações estratigráficas estreitas e concordância das estruturas através dos oceanos

Um ótimo exemplo de correlações e concordâncias foi proposto por ALLARD e HURST (1969). Eles mostraram que a província precambriana do geossinclinal de Propriá, no nordeste brasileiro, de direção perpendicular à costa, tem sua equivalente no Gabão, na posição que seria de se esperar com o ajuste geométrico dos continentes (fig.2.5)

Correlações semelhantes foram evidenciadas entre os continentes norte-americano e europeu. No sistema de "Grabens" de São Lourenço (Canadá), os complexos alcalinos e carbonatíticos aí existentes, de idade paleozóica inferior, exibem uma correlação estreita com rochas idênticas da Groenlândia e Fenoscândia. É altamente provável que o conjunto pertença a uma única província alcalina, ocupando um sistema de "rifts" ativo em toda sua extensão há cerca de 565 m.a., que se prolongaria desde o centro do Canadá até a região leste da Suécia (391).

## 2.2 Conceito de expansão do fundo oceânico

### 2.2.1 Histórico

O grande debate sobre a deriva continental foi a causa que levou ao descobrimento da expansão do fundo oceânico no final de 1950.

Foi descoberta uma contínua cordilheira constituída por montanhas submarinas, que se estende e ramifica através de todos os oceanos do mundo. Esta cordilheira tem seu eixo situado no meio do oceano e a ela se associam grandes quantidades de fenômenos sísmicos. Constatou-se ainda, a relativa pouca idade do fundo oceânico, 135 m.a.

HARRY H. HESS sugeriu, em 1962, um novo conceito de Terra, desbancando idéias antigas de uma Terra não deformável e um oceano não sujeito a mudanças. Este conceito foi desenvolvido com base no mecanismo das correntes de convecção.

Hess sustenta que o fundo oceânico representa o afloramento do manto terrestre, e que as suas feições estruturais constituem expressões diretas do mecanismo de convecções, as dorsais meso-oceânicas constituindo balizas dos locais onde ascendem os flancos das células de convecção do manto e onde o material do interior da Terra alcança níveis mais superficiais, ao passo que as trincheiras oceânicas marcam os sítios de convergência das correntes de convecção, ou seja, flancos descendentes de células de convecção. Como consequência, os continentes são transportados pelo manto em convecção.

### 2.2.2 Convecção no manto

Uma das primeiras ajudas à compreensão do mecanismo que move os continentes apareceu a mais ou menos 30 anos, com aplicação de técnicas sensíveis de gravimetria em solos oceânicos, que estabeleceram a regra do equilíbrio hidrostático, a

isostasia dos continentes. O geofísico e geodesta holandês FÉLIX A. VENING MEINESZ demonstrou que um submarino submerso poderia simular uma plataforma suficientemente estável, para permitir o uso do gravímetro no mar. Sobre as fossas abissais do fundo oceânico, ele encontrou grandes deficiências da gravidade.

Estava claro, que a isostasia não atuava nas fossas. Alguma força atraía a correnteza para dentro das fossas com mais força que a gravidade.

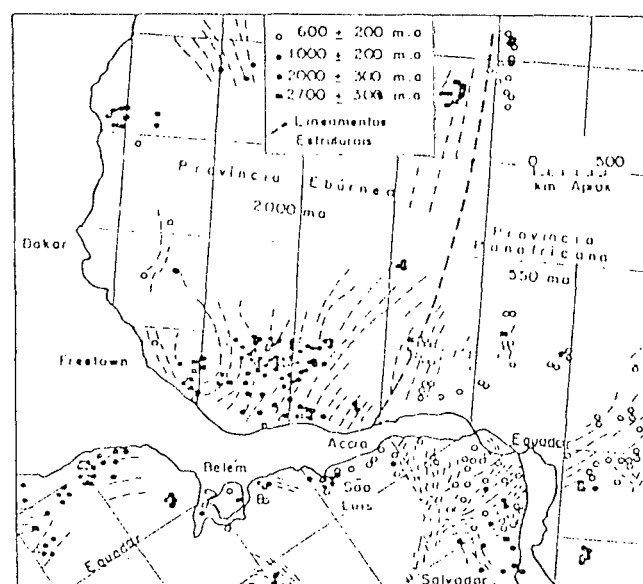


Fig.2.5: Evidência da deriva continental. Ajuste geométrico da América do Sul e a África Ocidental com base na reconstrução de Bullard (1965), mostrando a congruência de províncias geológicas radiométricas. A província de idade eburneana, de 2.000 m.a. (círculos negros), é adjacente à província de idade pan-a-

fricana com 550 m.a. (círculos claros), o limite é simbolizado pelo tracejado grosso. Caso a África e a América do Sul fossem unidas no passado, este limite deveria entrar no Brasil na região de São Luís. As datações radiogênicas do Nordeste mostraram aparentemente as mesmas províncias, com o limite na posição prevista. Parece haver, também, boa correlação entre a África Ocidental e a região de Salvador (Bahia). A investigação foi feita por HURLEY e colaboradores do Centro de Geocronologia da USP (1967).

ARTHUR HOLMES (Universidade de Edimburgo) e D.T. GRIGGS (Universidade da Califórnia) de posse dessas observações reestabeleceram com termos modernos uma vaga idéia dos geofísicos e geólogos: o interior da Terra está em estado de convecção térmica extremamente lenta. Demonstraram que as correntes de convecção eram necessárias para explicar a transferência de calor que vinha do interior da Terra através do material pouco condutor do manto (região que se encontra entre o núcleo e a crosta).

A observação que evidencia a existência de correntes de convecção é indireta. Elas fluem em demasiada profundidade da superfície, e são excessivamente lentas, uns poucos centímetros por ano, para serem detectadas por observação direta.

Recentemente, S.K.RUNCORN (Universidade de Durham) demonstrou que para interromper a corrente de convecção, o material do manto teria que ser 10.000 vezes mais viscoso do que já é. Portanto, é muito provável que existam correntes de convecção na

Terra. A maioria dos oceanógrafos está de acordo de que as cordilheiras se formaram aonde as correntes de convecção ascendem do manto, e que as fossas se formaram por um descenso das correntes dentro do manto. A possibilidade de movimento lateral das correntes está apoiada pela evidência de uma capa ligeiramente plástica, chamada astenosfera, sob a crosta terrestre.

Observações sísmicas demonstraram que a velocidade do som na astenosfera chega a ser bruscamente mais lenta, indicando que a rocha é menos densa, mais quente e mais plástica. Em contraste com as teorias precedentes da deriva continental, que exigiam que os continentes viajassem através da crosta como barcos em um mar solidificado, este mecanismo os transporta passivamente pelo movimento lateral da crosta desde a zona de ascensão da corrente (local onde as rochas da superfície partem-se e são separadas pelas tensões, a fenda formada é preenchida por parte do manto superior alterado e por corrente de lavas basálticas) ao lugar de sua submersão.

### 2.3 Conceito de Tectônica de Placas

O conceito de Tectônica de Placas é fundamentado principalmente, nos elementos plausíveis das hipóteses de deriva continental e expansão do fundo oceânico. Tal conceito foi estabelecido por volta de 1967-68, com base em uma gama muito grande e variada de observações.

A aceitação do conceito advém das evidências geofísicas, em grande parte de caráter sísmológico e paleomagnético.

Este conceito foi sugerido, quase que simultaneamente por vários pesquisadores: MACKENZIE e PARKER (1967), ISACKS, OLIVER e SYKES (1968), MORGAN (1968), LE PICHON (1968).

De acordo com a teoria da Tectônica Global (ou teoria da Tectônica de Placas) a litosfera, que suporta tanto continentes quanto oceanos, consiste de placas móveis que flutuam na astenosfera. O atual número de grandes placas, conforme investigações mais recentes (DEWEY, 1972) é sete: Norte-Americana, Sul-Americana, Euro-Asiática, Africana, Pacífica, Índica e Antártica. Placas relativamente menores são: Nazca (ou Pacífica Oriental), Cocos, Antilhas (ou Caribe), Filipinas, etc.

Os movimentos das placas tectônicas produzem o movimento dos continentes conhecido como deriva continental.

### 2.3.1 Elementos da Tectônica de Placas

A teoria de Tectônica de Placas é um grupo de conceitos, que procura explicar as complexidades da crosta terrestre através das interações de placas litosféricas em movimento.

As dorsais meso-oceânicas são mananciais de saída das substâncias que emanam do manto. Estas regiões são precisamente centros de expansão da litosfera, a partir dos quais a crosta oceânica é gerada, enquanto que as trincheiras submarinas (fossas) são zonas de colisão, local em que o material da crosta desce para dentro do manto onde é consumido.

### 2.3.1.1 Dorsais meso-oceânicas

O mapa (Fig.2.6) representa o fundo oceânico. Observa-se grandes linhas de elevações topográficas, que estendem-se ao longo das zonas médias de todos os oceanos. Essas elevações formam as montanhosas submarinas, chamadas dorsais meso-oceânicas. Por exemplo: dorsal meso-atlântica, meso-índica, pacífico-antártica, etc, interligadas de uma forma ou outra.

De todas as estruturas topográficas suboceânicas as dorsais meso-oceânicas são as maiores. Elas tem mais de 3.000 m de altura e mais de 2.000 m de largura com um comprimento de aproximadamente 40.000 km (15).

São principalmente de origem vulcânica e apresentam características de haverem sido produzidas por tensão. Várias expedições oceanográficas constataram a existência de um elevado fluxo calórico nas dorsais meso-oceânicas, excedendo entre 2 a 8 vezes a corrente média de  $1 \times 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  observada nos continentes ou em qualquer outro lugar do solo oceânico.

Logo, dorsais meso-oceânicas são elevações topográficas gigantes onde existe grande fluxo calórico e atuam forças tenso-ras do interior da Terra. Elas são geradoras de nova crosta oceânica.

### 2.3.1.2 Fossas oceânicas

Examinando o mapa (fig.2.6), nota-se uma faixa mais profunda que contorna, por exemplo, a parte ocidental da América do Sul, central e do norte, etc ..., chamada localmente de fossa do Perú, Chile, da América Central, das Aleutas, etc.

Logo, as fossas são muito bem caracterizadas na margem ocidental do Oceano Pacífico (desde o Alasca as ilhas Aleutianas), na margem sudoriental do Oceano Pacífico e na costa ocidental da América do Sul.

O mapa revela ainda, o sistema arco de ilhas-fossas como as regiões mais apropriadas para constituir as zonas de subducção. Parece que fossas oceânicas se encontram sempre associadas a arcos de ilhas, e estas ocorrem em locais onde existe grande atividade sísmica.

### 2.3.1.3 Falhas de transformação

As falhas de transformação aparecem onde se formam novas rochas na superfície, mediante injeções de materiais ígneos. Foi J.T.WILSON quem reconheceu o importante papel das falhas de transformação na expansão do fundo oceânico.

Na aparência elas lembram falhas transcorrentes, mas somente tem em comum o movimento relativo horizontal. Supondo-se que a crista da cadeia seja deslocada por uma falha, se a cadeia não é zona de expansão, então a descontinuidade do relevo seria devida a movimentos ao longo de falha transcorrente (fig.2.7b). Mas se a cadeia é sítio de expansão, os movimentos são os indicados pelas setas (fig.2.7a), formando uma falha de transformação (fig.2.8).

Movimentos relativos de blocos se dão apenas no trecho da falha entre os dois segmentos da cadeia, fora daí a falha se reduz a uma simples fratura. Numa falha transcorrente a descontinuidade da cadeia é devido à falha, mas quando se tem uma falha de transformação, o falhamento é consequência do processo de expansão.

As falhas de transformação possibilitam mudanças abruptas na direção da cadeia, como exemplo, pode-se mencionar que os desvios da cadeia meso-atlântica entre a América do Sul e a África, se devem à falha de transformação (fig.2.9).

Fig.2.6: Esquemática do fundo oceânico (página seguinte)

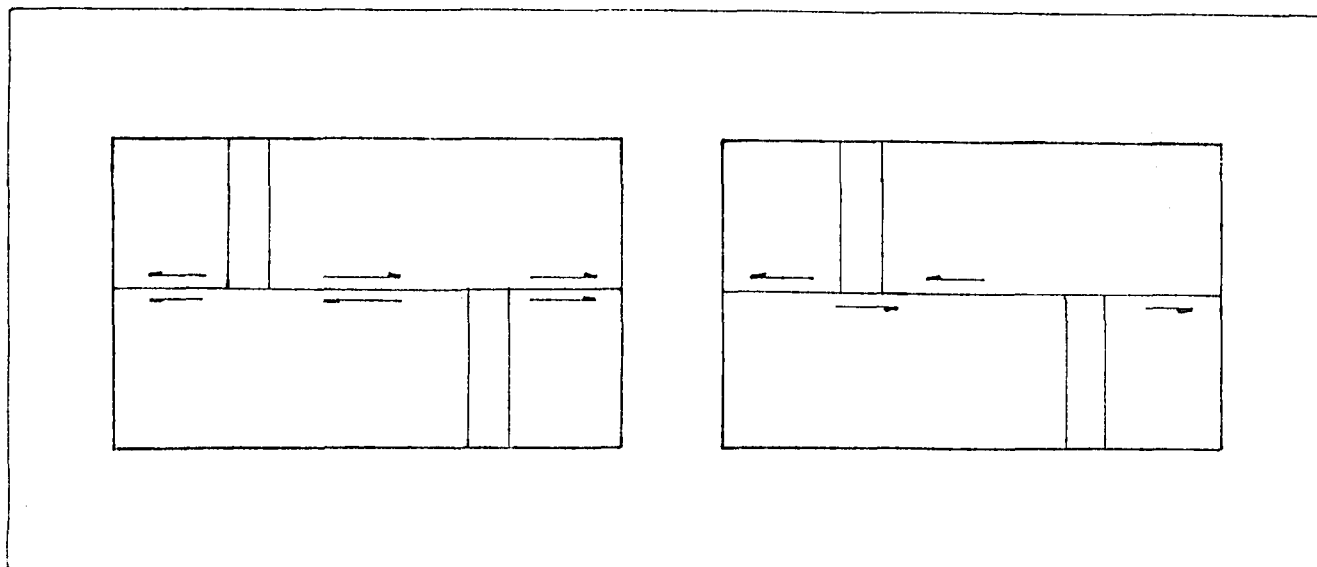
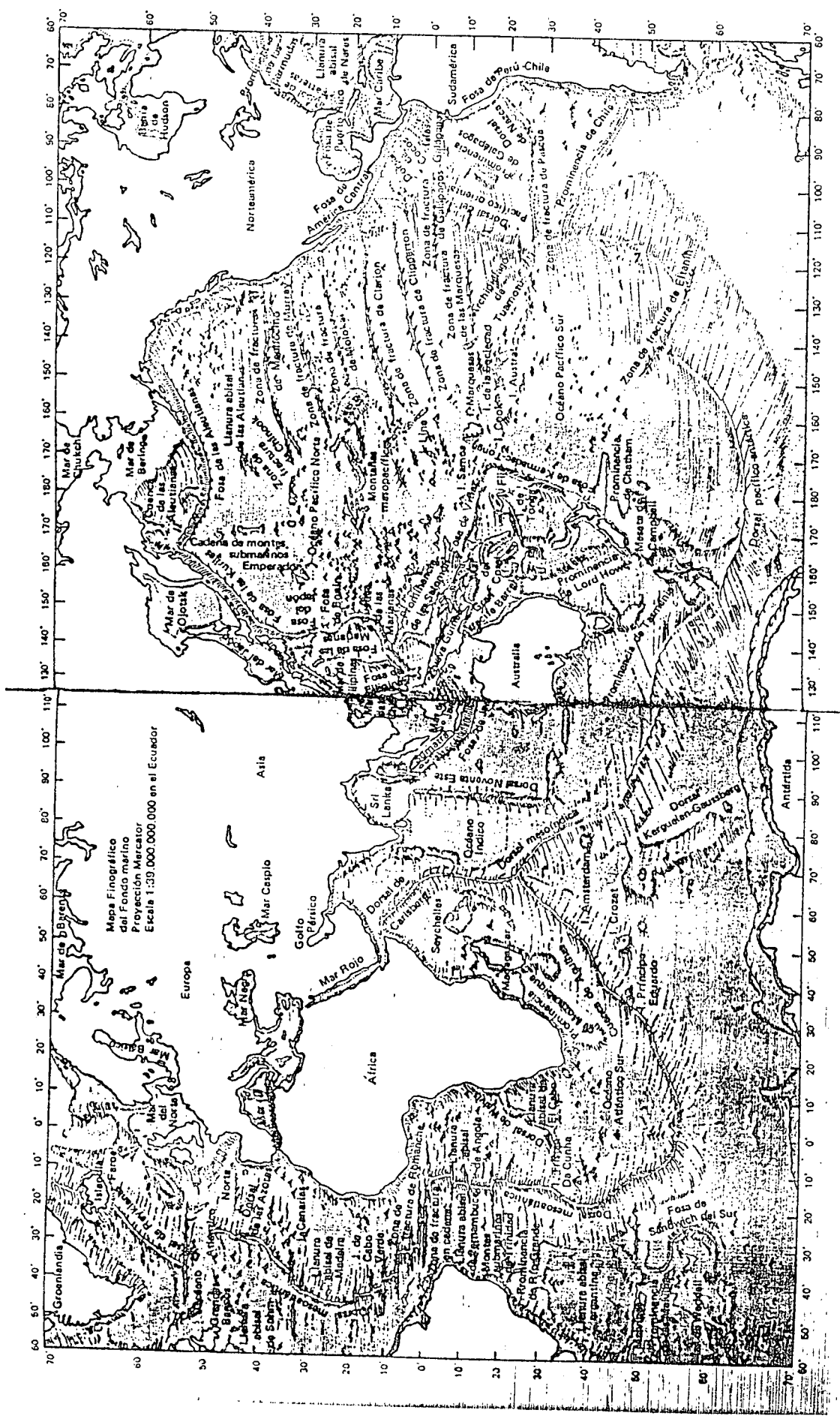


Fig.2.7: (a) Falha de transformação; (b) Falha transcorrente;

As falhas transcorrentes e as de transformação evoluem através de movimentos intermitentes que provocam terremotos. As direções do movimento relativo são determináveis por estudos cuidadosos das vibrações produzidas. Nas falhas de transformação os focos de terremotos restringem-se ao trecho entre os dois segmentos da cadeia, enquanto numa falha transcorrente não deve haver essa limitação. Essa característica das falhas de transformação vem também em apoio à idéia de expansão do fundo oceânico.



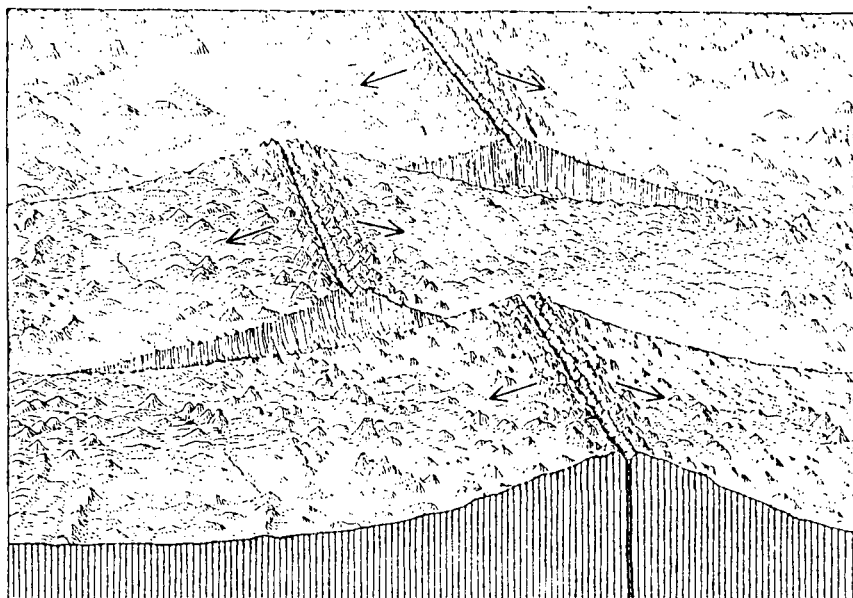


Fig.2.8: Falhas de transformação

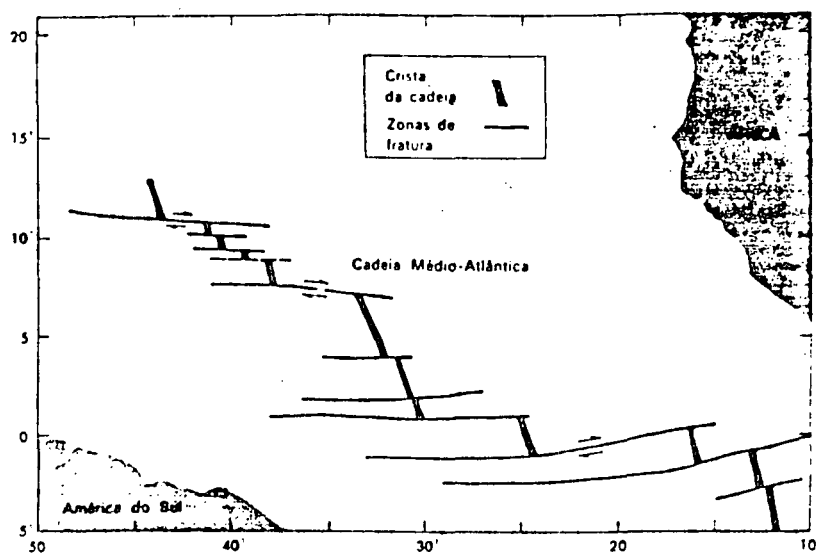


Fig.2.9: A cadeia médio-atlântica sofre desvios no Atlântico equatorial através de falhas de transformação

#### 2.3.1.4 Pontos quentes ou vulcões submarinos

A atividade vulcânica manifestada ao longo de fraturas submarinas pode construir vulcões, originando um alinhamento vulcânico que evolui para uma dorsal vulcânica. Parece que as grandes gretas que servem de conduto para diques e correntes de lava, são rapidamente selados à medida que a placa enrijece e se desloca.

A atividade vulcânica fica, então, concentrada em algumas gretas centrais em diferentes épocas e lugares. Muitas destas gretas permanecem abertas durante 10 m.a., a julgar pelo tamanho e distribuição das diferentes classes de vulcões marinhos. Em muitos lugares, um vulcão necessita pelo menos 10 m.a. para crescer o suficiente e converter-se em ilha.

Outros vulcões são arrastados juntamente com o fundo oceânico, podendo permanecer ativos ou voltar a ser ativo em uma crosta de 100 m.a. (como os vulcões das ilhas canárias).

Normalmente os vulcões tornam-se inativos quando a crosta tem de 20 a 30 m.a. Isto é demonstrado pela existência de GUYOTS (velhas ilhas vulcânicas submersas pelo afundamento gradual da crosta a medida que passa o tempo). Os guyots são vulcões de forma cônica, possuem o topo truncado por uma plataforma aplainada pelo trabalho das ondas (fig.2.10).

Os guyots encontram-se quase todos onde a crosta apresenta idade superior a 30 m.a., como o solo do oeste do Pacífico nas zonas equatoriais.

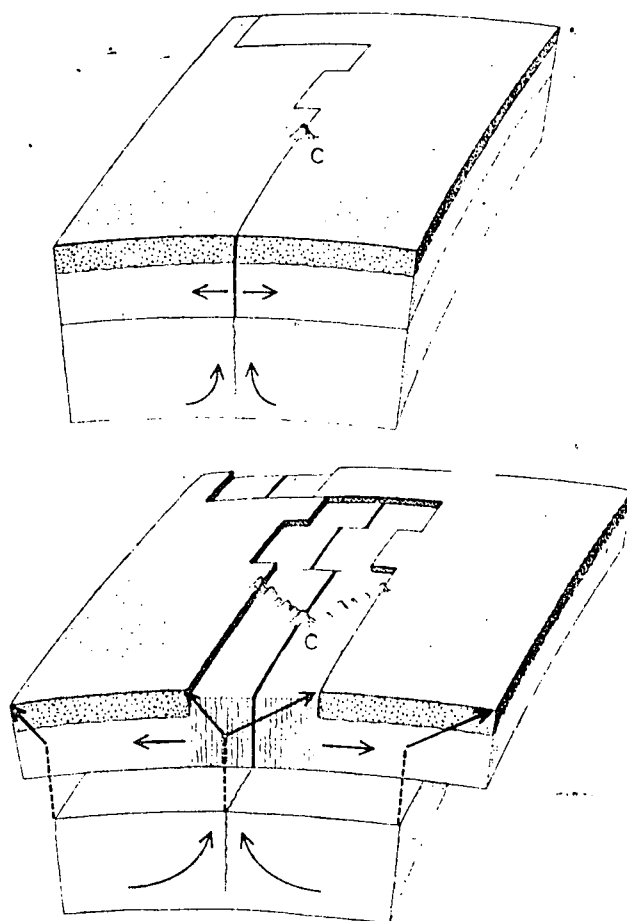


Fig.2.10: O esquema mostra a formação da cadeia vulcânica sub-marina - GUYOTS. Onde 'C' indica o centro de expansão.

A (fig.2.11) mostra esquematicamente os elementos essenciais da expansão do fundo oceânico e da tectônica de placas. A litosfera, camada envoltória da Terra de resistência significativa, compõe-se da crosta e da parte mais superior do manto, e flutua na astenosfera desprovida de rigidez estrutural. A astenosfera corresponde à zona de baixa velocidade sísmica e se estende sob a litosfera por várias centenas de quilômetros para baixo. A mesosfera constitui a maior parte do manto e responde de maneira passiva quanto à sua resistência.

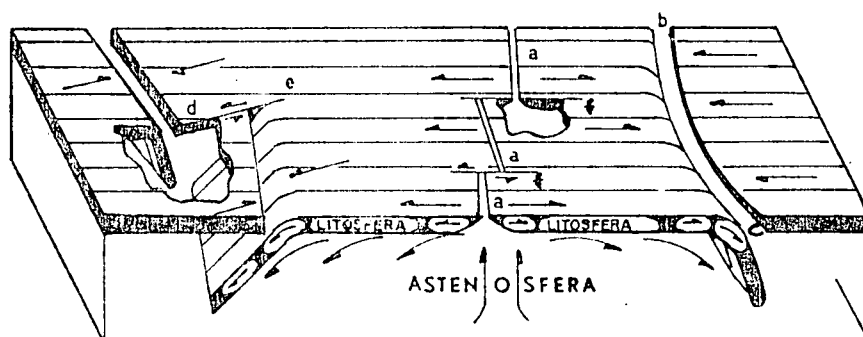


Fig.2.11: Bloco-diagrama esquematizando as configurações e os papéis desempenhados pela litosfera e astenosfera na versão da Tectônica Global (ou Tectônica de Placas), na qual a litosfera, relativamente rígida, tem papel importante. As setas indicam: na litosfera, movimento relativo de placas adjacentes; na astenosfera, possíveis correntes convectivas compensadoras em resposta ao movimento descendente de segmentos litosféricos (segundo ISACKS et al. 1968).

As correntes de convecção na astenosfera levam material fundido para as cristas das dorsais oceânicas (letra a) e provocam , devido à acomodação deste material, a expansão do fundo oceânico afastando-o da crista nos dois sentidos. Em bc, a placa oceânica é empurrada contra a outra, correspondente a massa continental. Forças ao longo da linha de contato na margem continental, induzem o material oceânico a submergir por debaixo da placa continental, dando origem à fossas oceânica. Em de, tem-se uma falha transformante entre zonas opostas de convergência; em f, duas falhas transformantes ao longo da dorsal oceânica.

### 2.3.2 Formação de cadeias montanhosas

É sabido que as cadeias montanhosas originam-se de espessas sequências de sedimentos depositados em condições submarinas. Já em 1859, JAMES HALL imaginou a existência de bacias que, por subsidência, permitiram a acumulação de tais sequências sedimentares e as chamou de geossinclíneos.

Posteriormente, mostrou-se que a história de um geossinclíneo é complicada e condicionada pela atividade tectônica. Porções de bacia podem elevar-se acima do nível do mar, formando ilhas. Essas ilhas, sofrendo erosão, forneceria detritos que se depositariam nas zonas submersas. Os sítios das ilhas poderiam sofrer subsidência e receber sedimentação. A atividade vulcânica também forneceria materiais para encher o geossinclíneo.

Ao fim, o geossinclíneo se sujeitaria a uma compressão e ascensão, formando uma cadeia montanhosa. O geossinclíneo desaparece como sítio de sedimentação e cede lugar a uma cadeia montanhosa.

A tectônica de placas permite explicar os geossinclíneos e a complexidade dos processos que os transformam em cadeias montanhosas. Os processos orogênicos resultam da interação entre a placa fria descendente, através das quais a crosta submarina é destruída.

As margens podem ser de dois tipos: Atlântico e Pacífico. As margens do tipo atlântico são relativamente simples, não existem terremotos e vulcões, os sedimentos que se depositam no mar provêm dos continentes. As margens do tipo pacífico são mais diversificadas. Há o tipo cordilheirano, do qual a borda pacífica da América do Sul constitui um bom exemplo, o outro tipo de margem, com arco insular, separado do continente por uma faixa de mar. As ilhas japonesas e o mar do Japão constituem um exemplo deste último (12).

### 2.3.3 Movimento atual das placas

A (fig.2.12) mostra as maiores placas da superfície terrestre e algumas sub-placas.

As placas tem dimensões variadas, algumas são de dimensões continentais, como as placas Americana e Pacífica. Outras são de tamanho sub-continental, como as do Caribe e Arábia.

A (fig.2.13) mostra a superfície terrestre dividida em seis placas maiores. A linha dupla indica zona de expansão e a linha simples indica zona de subdução. A taxa de crescimento ou de destruição é dada em cm/ano. A linha pontilhada indica os bordos de possíveis placas menores.

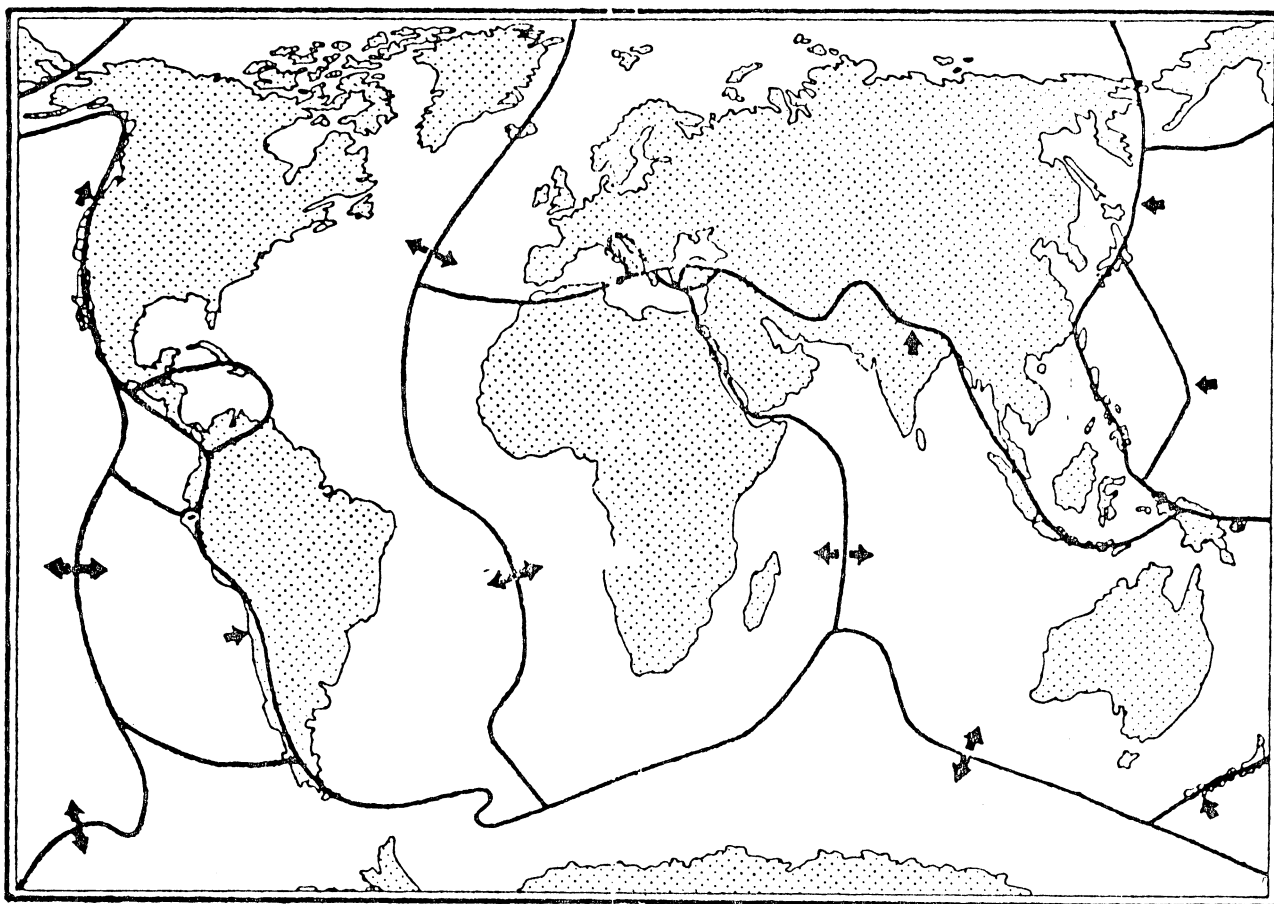
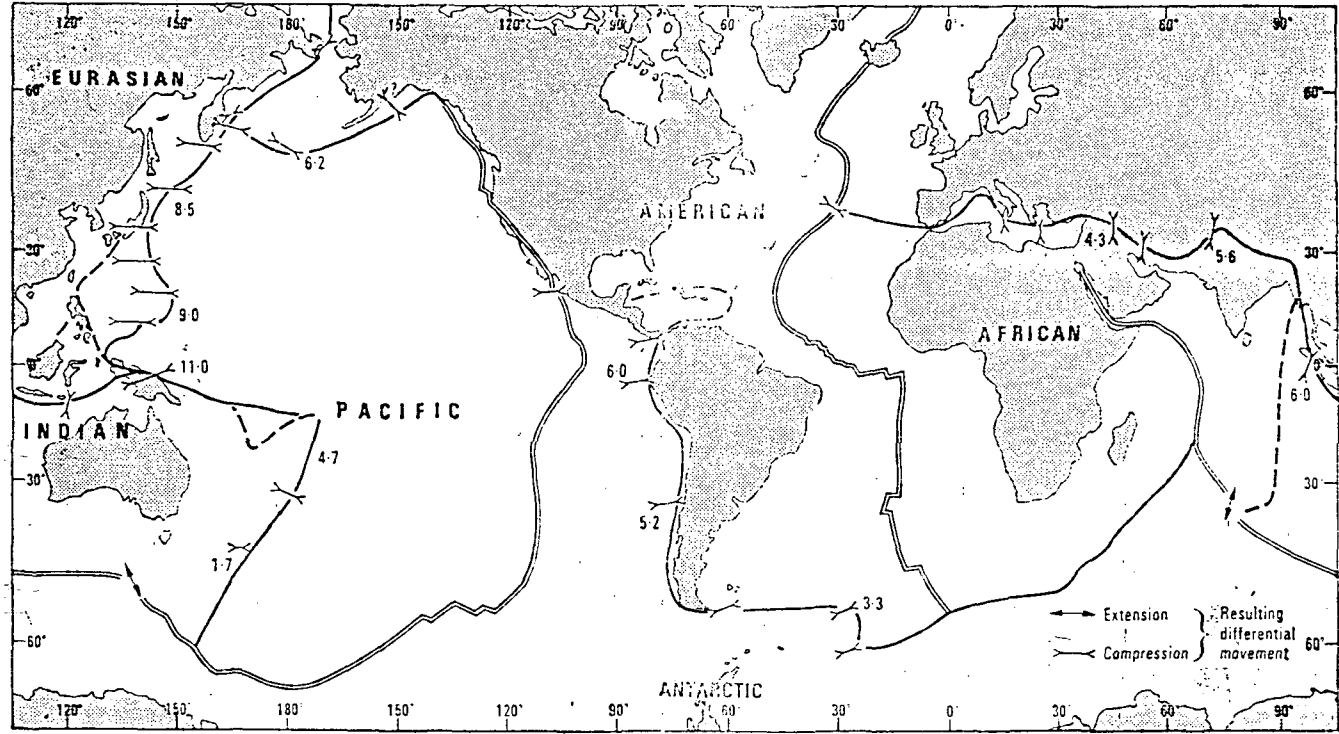


Fig.2.12: Tectônica de placas da litosfera e suas prováveis direções de deslocamento (KOCH 1973, KOLACZEK e WILSON 1973).

FIG. 2.13: Esquema proposto por LE PLANCHON, 1968.



### 3 MOVIMENTOS CRUSTAIS

#### 3.1 Introdução

A geologia revela que movimentos verticais (falhas, dobras, etc) e movimentos horizontais (dobramentos, cavalgamentos, etc) tem somado nos últimos 25 ou 50 m.a. mais de 3.000 m e pelo menos 10 km, respectivamente (121). Movimentos mais amplos são envolvidos na possibilidade de deriva continental. A contribuição da geodésia está na detecção e medição desses movimentos.

#### 3.2 Classificação dos movimentos da crosta

Os movimentos recentes da crosta podem ser divididos em periódicos e não periódicos.

##### (1) Movimentos periódicos:

(a) Movimentos de longos períodos. A duração destes movimentos é no mínimo de vários séculos.

Esses movimentos resultam de processos nas partes mais profundas da crosta e do manto superior.

Cálculos mostram que as taxas de movimento secular não podem ser mantidas durante longos períodos de tempo geológico. Esses movimentos podem mudar tanto em intensidade em relação ao tempo como em sentido. Logo, movimentos seculares podem ou não ser de

longo período, dentro da escala de tempo considerada. Ex.: o soerguimento da Fenoscândia.

(b) Oscilações complexas. Tem duração de curto período de tempo. Ocorrem devido à ação de corpos cósmicos, p.ex., marés terrestres, ou como resultado de mudanças de temperatura, pressão ou condições hidrotermais. As oscilações de curto período registram os diferentes tipos de influência de fatores externos.

(2) Movimentos não periódicos:

São choques de intensidade e duração variáveis, p.ex.: deriva e rotação das placas, deslizamentos ou efeitos similares da crosta terrestre, bem como mudanças na superfície terrestre resultante da atividade humana (extração de gás, petróleo, água, etc.)

### 3.3 Classificação de determinações geodésicas dos movimentos crustais

Na literatura técnica são apresentadas várias categorias de métodos geodésicos para determinação dos movimentos da crosta, os quais podem ser classificados a partir de pontos de vista diferentes, p.ex.: classificação com respeito ao sistema de referência, distribuição espacial das determinações dos movimentos recentes crustais.

### 3.3.1 Classificação com respeito ao sistema de referência

Apesar do deslocamento de um ponto situado na superfície terrestre ser um movimento espacial, métodos de determinação geodésicas não podem executar, em todas as situações, uma descrição completa deste movimento, isto é, nem sempre tem um caráter quadri-dimensional.

A classificação com respeito ao sistema de referência é subdividida em determinação absoluta e relativa.

#### 3.3.1.1 Determinação absoluta e relativa

##### 3.3.1.1.1 Determinação absoluta

Neste tipo de determinação existe a possibilidade de se descrever completamente a variação espacial temporária de posições de pontos geodésicos, isto é, estas determinações tem caráter quadri-dimensional.

Existem duas categorias de deslocamento absoluto:

(a) Deslocamento horizontal absoluto: definido como modificações temporárias das posições de pontos geodésicos com respeito a meridianos e paralelos, passantes por esses pontos, na hipótese de que eles definam posições fixas.

(b) Deslocamento vertical absoluto: definido como modificações temporárias de posições de uma rede de pontos geodésicos longitudinalmente às linhas de força passantes por esses pontos.

A definição de deslocamentos absolutos é baseada na hipótese de que a posição do sistema referência de coordenadas é mantida constante no tempo. Atualmente, contudo, devido às múltiplas causas (p.ex. movimento do pólo) à hipótese especificada só é mantida dentro de certos limites. Consequentemente, afim de manter um necessário rigor em definições, é preciso fazer uma distinção entre os deslocamentos próprios de pontos geodésicos e variações que interferem na posição do sistema de coordenadas dos mesmos (171).

#### 3.3.1.1.2 Determinação relativa

Os deslocamentos relativos são na maioria das vezes de caráter local.

Existem duas categorias de deslocamentos relativos:

(a) Deslocamento horizontal relativo: são representados por modificações de coordenadas de pontos geodésicos com respeito ao ponto considerado como fixo. Correntemente, são a partir destes pontos fixos que se conduz as observações geodésicas, preservando a orientação fixada, uma direção e o comprimento de um lado.

(b) Deslocamento vertical relativo: os deslocamentos verticais de pontos situados na superfície terrestre, são representados por modificações de suas altitudes com respeito ao nível médio dos mares, cuja posição é considerada como não modificada.

### 3.3.2 Classificação com respeito a distribuição espacial das determinações

- (a) Determinação global, realizada em rede geodésica mundial.
- (b) Determinação continental, realizada em redes intercontinentais ou nacionais ao longo dos territórios.
- (c) Determinação local em pequenos territórios, realizada em locais onde haja existência de interesse científico ou técnico econômico.

### 3.4 Exemplos de movimentos verticais e horizontais

O estudo dos movimentos seculares da crosta pode ser feito por aplicações de métodos oceanográficos, geodésicos, geológicos, geomorfológicos, gravimétricos, etc.

A taxa média de soerguimento e subsidência (movimentos verticais) dos planos do leste europeu é provavelmente de 2-4 mm/ano, sendo a taxa máxima de soerguimento de cerca de 8-10 mm/ano.

Muita atenção foi dada ao movimento crustal recente na Holanda, que é de grande importância prática. O cientista VAN VEN declarou que a subsidência do país, é uma ameaça real à existência deste, num futuro próximo.

No planejamento de diques ou outras construções para proteger o país do mar invasor, é necessário saber a taxa de erguimento do nível do mar, bem como a taxa de subsidência das construções existentes.

Dados geodésicos confirmam os conceitos de tectônica recente da Fenoscândia, que foram previamente baseados unicamente em medições do nível do mar.

Alguns outros exemplos de movimentos:

- Finlândia (parte norte do golfo de Bothnia) - soerguimento com taxa máxima de 9 mm/ano (taxa calculada com base em trabalhos geodésicos);
- Itália - taxa de subsidência de 2-3 mm/ano, com aumento desta taxa na região do delta do Rio Pó para 5-10 cm/ano, provavelmente refletindo a compactação de rochas não consolidadas abaixo da planície aluvial;
- Estados Unidos - movimentos horizontais na falha de San Andreas assumem velocidade de 1-3 cm/ano (cálculos embasados em trabalhos geodésicos).

Um número muito grande de trabalhos sobre movimentos da crosta está sendo realizado na parte oeste dos E.U.A., especialmente na Califórnia e Nevada, onde deformações muito intensas da crosta resultam em perdas econômicas muito grandes. Movimentos diferenciais fortes, às vezes da ordem de dezenas de centímetros por ano, impedem a função normal de gasodutos, distorcem as fundações de aço de linhas elétricas e destroem o sistema de fornecimento de água.

O Japão é o país onde, provavelmente, os movimentos recentes da crosta foram estudados com mais detalhes. Após o catastrófico terremoto de 1891, começou-se a realizar levantamentos, repetidos sistematicamente, com o intuito de prever

enquanto que as montanhas abaixam. A velocidade de movimento é pequena, não mais que 4-5 mm/ano, mas alcançam 6-10 cm/ano quando ocorrem choques sísmicos ou compactação local de depósitos aluviais não consolidados.

A taxa de movimento vertical recente mais comum é da ordem de alguns milímetros por ano. Taxas de centímetros por ano são mais raras, embora em algumas regiões excepcionais já tenham sido registradas taxas de decímetros por ano.

Todas as áreas onde achou-se taxas da ordem de centímetros por ano ou decímetros por ano são confinadas a regiões orogênicas que, como regra, são caracterizadas por alta sismicidade. Regiões de erosão elevada, podem auxiliar um soerguimento adicional, a acumulação de aluviões em depressões pode estimular subsidências adicionais.

Estudos de processos recentes de erosão e sedimentação junto com dados de movimentos recentes, tornam possível uma estimativa quantitativa do efeito de transporte de material na superfície, nos processos tectônicos.

As redes geodésicas primárias de triangulação e nivelamento servem como sistema de referência para estudos regionais da deformação da crosta. Depois de cada terremoto de magnitude seis ou mais, são feitos levantamentos sobre os marcos existentes antes do terremoto. Em terremotos maiores, as mudanças em posição e elevação são mais drásticas. Levantamentos geodésicos são raramente necessários para determinar os deslocamentos ao longo de falhas, mas são necessários para determi-

camentos ao longo de falhas, mas são necessários para determinar a extensão da zona de falha e áreas adjacentes que são perturbadas durante o terremoto.

Terremotos importantes onde posteriormente foram realizados levantamentos: São Francisco (1906), Vale Imperial (1940), Kern County (1952), Vale Dixie (1954), Alasca (1964). A tab.3.1 mostra dados resultantes de re-nivelamentos na Califórnia.

O homem, através de exploração de recursos naturais contribui para promover o movimento da crosta. As taxas de movimentos promovidos pelo homem são muito maiores do que os 1-5 cm/ano conhecidos para a deriva continental ou movimentos da crostas referidos. Subsidiências de até 30 cm/ano já foram medidas.

Região	Amplitude da subsidiência (m)	Intervalo	Taxa cm/ano
Delta	0,805	1949-64	5,4
Los Banos -			
Kenttlemen City	6,977	1943-64	33,2
Tulare - Vasco	3,486	1930-64	10,3
Arvin - Maricopa	1,676	1953-65	13,9
San Jose	3,414	1912-63	6,7

Tab.3.1: Dados resultantes de re-nivelamentos na Califórnia

## 4 MEDIDAS DOS MOVIMENTOS DA CROSTA

A ilustração (fig.4.1) apresenta os sistemas de posicionamento extra-terrestres. A próxima ilustração (fig.4.2) mostra a precisão relativa de alguns sistemas de posicionamento em função das distâncias a serem determinadas.

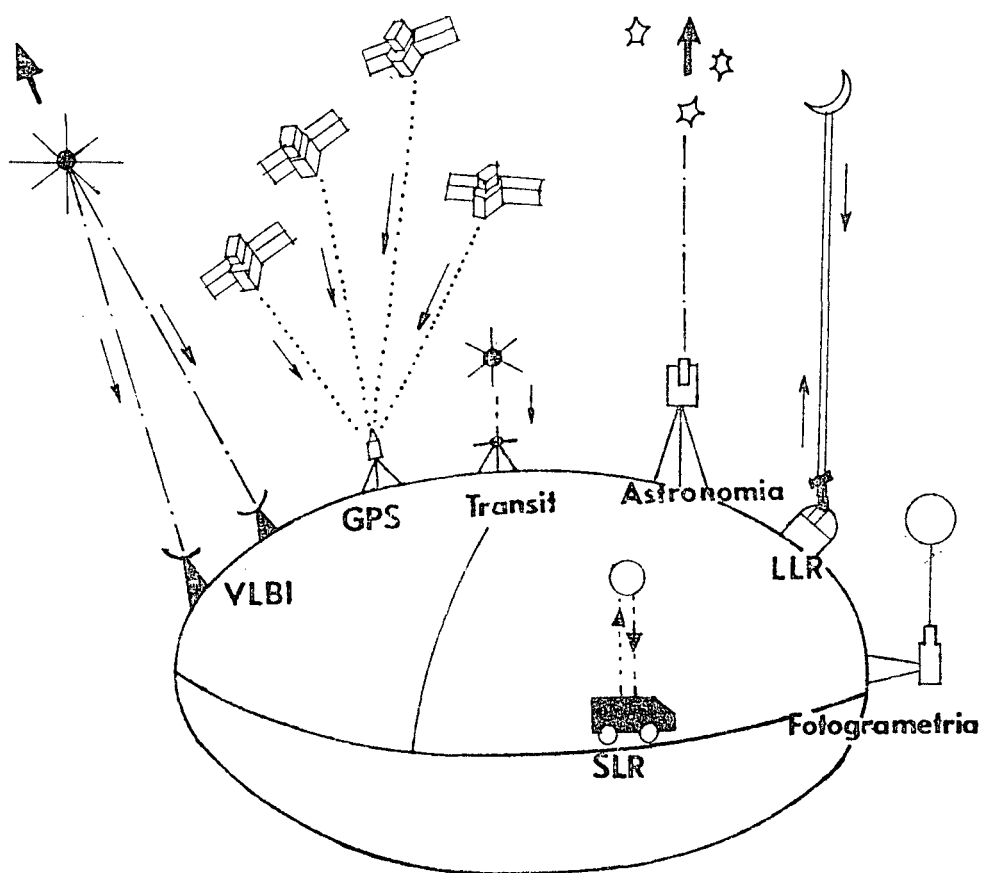


Fig.4.1: Sistemas de posicionamento extra-terrestres [64]

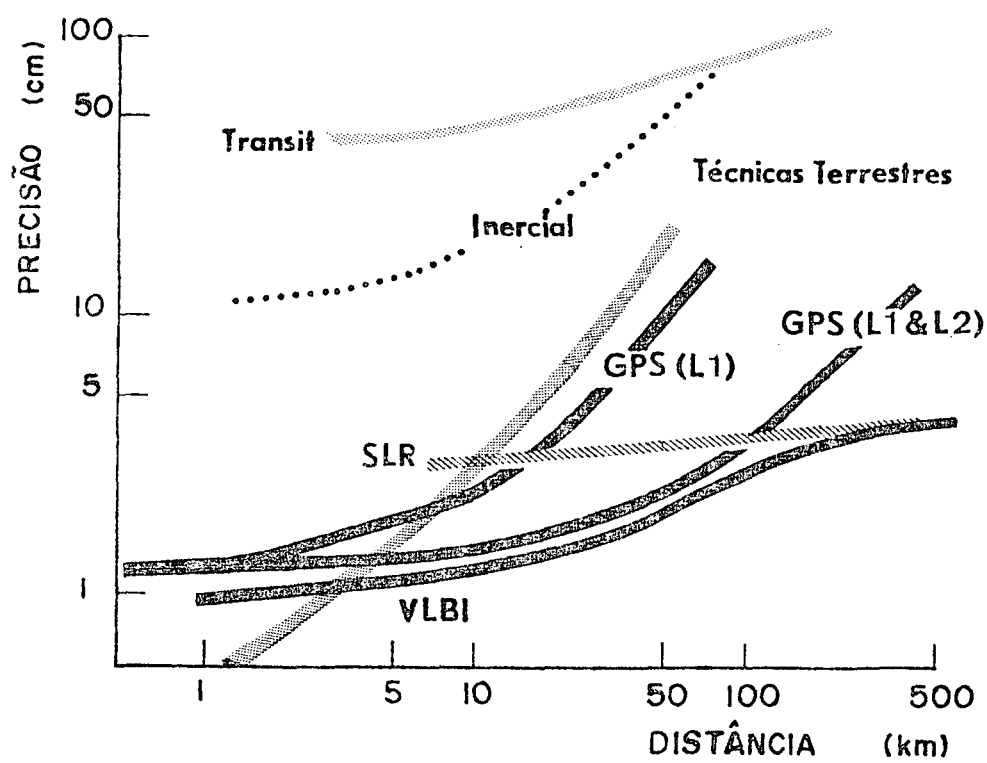


Fig.4.2: Precisão relativa de sistemas de posicionamento 1641

## 4.1 Métodos geodésicos terrestres clássicos

### 4.1.1 Introdução

Não foram tecidos muitos comentários sobre métodos geodésicos terrestres clássicos, já que é um assunto muito conhecido pelos geodestas. Havendo necessidade de uma revisão de conhecimentos, ver [61].

Com a repetição de levantamentos de trilateração, triangulação e nivelamento, pode-se determinar as deformações ocorridas na crosta. Esses métodos são adequados para curtas distâncias (menores que 100 km). Para grandes distâncias as observações são feitas em uma série de passos menores, acarretando um acúmulo de erros. Além disso, por serem caros e demorados, tais métodos de levantamento não podem ser frequentemente repetidos.

No presente, os melhores levantamentos geodésicos atingem uma precisão de aproximadamente 3 partes em 10 ou 3 cm em 100 km. Quanto ao nivelamento, mesmo supondo removidos os erros sistemáticos, na melhor das hipóteses os erros se acumularão a uma taxa aproximadamente de 1 mm multiplicado pela raiz quadrada do percurso em quilômetros, ou 1 cm em 100 km.

Outro problema das técnicas convencionais reside no fato de que as medidas não podem ser feitas através dos oceanos.

#### 4.1.2 Rede de triangulação - trilateração

Com a repetição de observações em uma rede de triangulação-trilateração, utilizando-se os mesmos procedimentos, pode-se determinar o movimento horizontal da crosta terrestre na área coberta pela rede considerada. Em redes locais, localizadas em áreas aonde existam movimentos horizontais de caracter pronunciado a triangulação, a trilateração e em algumas vezes poligonação precisa, tem dado bons resultados. É necessário mencionar que para determinação de deslocamentos horizontais, a combinação de medida de ângulo e distância com instrumentos de alta precisão são extremamente oportunos.

Para ilustrar a prévia afirmação, tem-se o exemplo da República Popular da Bulgária, que se utiliza de redes de triangulação-trilateração, na determinação destes movimentos.

Em áreas intensivamente estudadas com propósitos científicos, onde ou os movimentos horizontais são maiores, ou as observações geodésicas são executadas experimentalmente com um grande número de instrumentos, tem-se possibilidades múltiplas de análises preliminares e melhoramento na qualidade final dos resultados.

### 4.1.3 Métodos Astro-Geodésicos

É possível se determinar o movimento continental através de coordenadas astronômicas  $\phi$ ,  $\Lambda$ . O método consiste em se medir coordenadas astronômicas de observatórios localizados em diferentes continentes e compará-las. A comparação é executada em certos intervalos de tempo, gradualmente, ao passo que novos valores médios das coordenadas astronômicas desses observatórios sejam determinadas (17).

É necessário para determinação do deslocamento dos continentes (deriva continental), que o observatório esteja dentro da estrutura imposta pela assembléia geral da "International Astronomical Union" (IAU), realizada em Roma, 1922.

Durante os últimos 50 anos, um importante número de observatórios astronômicos tem estado sob constante monitoramento, e um grande número de determinações tem sido executadas anualmente.

#### 4.1.3.1 Observações Astronômicas

Embora observações astronômicas sejam corrigidas de erros instrumentais, refração, influências da aberração e paralaxe anual, e ainda, correções de nutação e precessão para um ponto, a variação anual das coordenadas astronômicas finais  $\phi$ ,  $\Lambda$  são determinadas a partir dessas observações. Essas variações são causadas por vários fatores, os maiores e mais significativos são:

- (1) erros inerentes no estabelecimento das correções a serem aplicados nas observações originais;
- (2) movimento próprio das estrelas, usado na determinação da latitude astronômica;
- (3) movimento do pólo;
- (4) deslocamento horizontal da estação;
- (5) variação na posição vertical do ponto.

Esses problemas começam a aparecer quando se compara diferenças entre determinações executadas por vários observatórios astronômicos, em certos intervalos de tempo, com vista para o cálculo de modificações métricas que ocorrem nas suas posições relativas, visto que os fatores acima agem completamente diferente no tempo e no espaço.

Por essa razão, as determinações dos movimentos da crosta de caracter continental, só podem ser obtidos a partir de comparação de resultados obtidos em grandes intervalos de tempo, da ordem de 4-5 décadas.

A comparação de um conjunto de coordenadas astronômicas determinadas num grande intervalo de tempo, também introduz uma série de erros específicos, tais como:

- (1) diferente precisão dos catálogos de estrelas usado na época das medidas. Poder-se-ia fazer um novo cálculo das antigas determinações com novos catálogos, caracterizados por uma maior precisão, do que a utilizada a aproximadamente 50 anos atrás. Naturalmente, adaptações dos elementos providos pelos catálogos são necessários, tão bem como a aplicação de um esquema de cálculo unificado para todas as determinações.

(2) os erros na determinação e igualdade na definição do tempo, elemento essencial na determinação de longitudes astronômicas.

Hoje, com os relógios atômicos, a uniformidade do tempo é da ordem de  $10^{-12}$ , havendo conduzido a um incremento na precisão da determinação de longitudes astronômicas no período atual, se comparado com o que foi obtido a poucas décadas atrás.

Afim de ilustrar as considerações acima, a tabela (4.1) apresenta as correções médias  $\Delta\lambda_\lambda$  para 6 observatórios astronômicos na Europa para intervalos de 10 anos. As medidas foram efetuadas em duas diferentes épocas, os erros  $\mu_{\Delta\tau}$  dessas correções são calculadas na base de comparação dos resultados médios anuais de cada.

Os dados contidos nesta tabela refletem o progresso alcançado na precisão de determinações de longitude e, a existência de erros sistemáticos nas longitudes desses observatórios.

Observatório	época 1936,5		época 1962,5		dif. $\Delta\lambda_2 - \Delta\lambda_1$
	correção $\Delta\lambda_1$	erros $\mu_{\Delta\lambda_1}$	correção $\Delta\lambda_2$	erros $\mu_{\Delta\lambda_2}$	
Greenwich	- 8,2	± 2,7	1,4	± 0,6	9,6
Hamburg	4,8	2,6	- 5,0	2,9	- 9,8
Leningrado	- 2,4	3,5	5,1	4,7	7,5
Paris	-17,4	2,9	2,3	0,8	19,7
Potsdam	18,3	3,8	4,8	2,6	-13,5
Pulrowo	- 0,2	3,8	- 5,9	1,6	- 5,7
média	- 0,8	± 3,2	0,4	± 2,2	1,3

Tab.4.1: Exemplo de precisão na determinação da longitude astronômica [17].

## 4.2 Método Gravimétrico

### 4.2.1 Introdução

Através de recentes desenvolvimentos nas técnicas absolutas e relativa, a gravimetria atingiu uma precisão de umas poucas centenas para uns poucos décimos de  $\mu\text{ms}^{-2}$  ( $\mu\text{ms}^{-2} = 0,1 \text{ mGal}$ ) em pequenas e grandes redes, respectivamente. Consequentemente, técnicas gravimétricas podem ser exploradas como uma eficiente ferramenta na detecção de movimentos verticais da crosta.

As técnicas gravimétricas atingiram um nível de desenvolvimento que possibilita equivaler, e em parte substituir algumas técnicas de nivelamento [17]. A idéia de empregar medições gravimétricas para investigação de recentes mudanças verticais de massa, não é nova. Em 1936, SCHLEUSENER estabeleceu um perfil gravimétrico em "Northern Iceland" afim de detectar variações gravimétricas com o tempo, na zona ativa neovulcânica.

A gravimetria com potencial de alta precisão, é utilizada na pesquisa da geodinâmica, especialmente nas regiões de grande extensão e com dificuldades topográficas ou condições climáticas adversas.

#### 4.2.2 Métodos de medida da força da gravidade

A gravimetria, do ponto de vista geodésico, é o estudo dos métodos de medidas, reduções e aplicações dessas, para uma melhor compreensão da figura da Terra.

O campo da gravidade é conservativo, dotado de um potencial escalar denominado de Geopotencial, decorrente das massas terrestres e da rotação do planeta.

A direção do vetor gravidade é o da vertical do lugar, que é perpendicular a todos os geopes (superfícies equipotenciais do campo da gravidade).

A força da gravidade  $\bar{g}$  imprime à massa unitária uma aceleração de mesmo módulo. A aceleração da massa unitária no campo da gravidade, é indicada pelo mesmo número que a força, atribuindo-se a cada uma a unidade correspondente.

A força no sistema internacional (SI) é expressa em newtons, sendo que:  $1N = 1kg \times 1m \times 1s^{-2}$

A aceleração da gravidade no sistema internacional é dada em gals, onde:  $1Gal = 1cm \times 1s^{-2}$

A aceleração da gravidade no modelo elipsoidal terrestre varia aproximadamente 0,52%, de 978 Gal para 983 Gal, crescendo do equador para os pólos e decrescendo com a altitude de aproximadamente 0,3mGal/m.

Para a determinação da força da gravidade podem ser utilizados diversos fenômenos físicos, porém poucos apresentam resultados satisfatórios em precisão.

Os métodos utilizados nas medidas da força da gravidade podem ser divididos em:

(a) métodos dinâmicos - são aqueles nos quais o movimento de um corpo é observado. As quantidades medidas diretamente são o tempo e a distância.

(b) métodos estáticos - são aqueles nos quais a posição de equilíbrio é observada. A quantidade medida é linear ou angular, dependendo do método empregado.

Pode-se determinar a força da gravidade de maneira absoluta ou relativa.

Medidas absolutas determinam o valor real da força da gravidade na estação (são chamadas estações base ou de referência). Estas observações independem de outras, caracterizando-se pela extrema complexidade, e são conduzidas por metodologia especial (métodos dinâmicos).

Medidas relativas determinam a diferença da força da gravidade de uma estação em relação a uma outra estação, ou a um sistema de estações gravimétricas.

### 4.2.3 Gravimetria de alta precisão

Hoje , alta precisão em medições gravimétricas pode ser conseguida através de técnicas relativas e absolutas [55].

#### 4.2.3.1 Gravimetria Absoluta

é baseada em queda-livre ou no princípio da subida e da queda-livre [52]. Todas as medidas absolutas da gravidade empregam interferômetro (com fonte laser), na medição de comprimentos. A queda de um objeto é usada como um refletor para o laser, e o tempo é contado eletronicamente.

As medições são efetuadas para um objeto em queda-livre dentro de um tubo (tubo de queda).

A resistência do ar é retirada por evacuação do tubo de queda. Os microsismos são reduzidos por controle de vibração ou peneiração (screening), e por média de resultados de um grande número de experimentos.

A partir do instrumental de investigação e análise de experimentos executados, conclui-se que sob condições ótimas (pouca quantidade de microsismos) e um conjunto de 10 a 100 experimentos executados consecutivamente, tem-se uma precisão de  $\pm 0,05$  a  $\pm 0,1 \mu\text{ms}^{-2}$ . Com 10 a 30 conjuntos, distribuídos sobre 1 a 3 dias, esses valores podem ser reduzidos para  $\pm 0,02$  a  $\pm 0,05 \mu\text{ms}^{-2}$ . Incluindo erros sistemáticos resultante, das mudanças no comportamento do caminho ótico, do sistema de tempo eletrônico e das forças não gravitacionais, é estimada uma pre-

cisão da gravidade de  $\pm 0,1 \mu\text{ms}^{-2}$  em média 1191. Essa estimativa é confirmada através de comparações com diferentes instrumentos em mesmas condições de trabalho.

A miniaturização do equipamento gerou o termo gravímetro absoluto. Existem, aproximadamente, 10 aparelhos transportáveis espalhados pelo mundo inteiro.

Duas instituições estão trabalhando neste assunto já há 20 anos, são elas: "Bureau International des Poids et Mesures" (Paris), onde as experiências são dirigidas pelo prof. SAKUMA e no "Joint Institute for Laboratory Astrophysics Boulder" (EUA), com as experiências sendo dirigidas pelo prof. FALLER.

#### 4.2.3.1.1 Determinação absoluta pelo método de queda-livre

Conhecendo-se os instantes  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$  em que um grave em queda livre assume posições  $z_1$ ,  $z_2$ ,  $z_3$  respectivamente, a equação do movimento permite escrever as seguintes equações (fig.4.3):

$$z_2 = z_1 + v_1(t_2 - t_1) + 0,5 g(t_2 - t_1)^2 \quad (4.1)$$

$$z_3 = z_1 + v_1(t_3 - t_1) + 0,5 g(t_3 - t_1)^2 \quad (4.2)$$

logo

$$v_1 = \left| (z_2 - z_1) - 0,5 g(t_2 - t_1)^2 \right| (t_2 - t_1)^2 \quad (4.3)$$

então

$$g = \frac{2(z_3 - z_1)(t_2 - t_1) - 2(z_2 - z_1)(t_3 - t_1)}{(t_3 - t_1)^2(t_2 - t_1) - (t_3 - t_1)(t_2 - t_1)^2} \quad (4.4)$$

$$g = \frac{2(z_3 - z_1)(t_2 - t_1) - (z_2 - z_1)(t_3 - t_1)}{(t_3 - t_1)(t_3 - t_2)(t_2 - t_1)} \quad (4.5)$$

a equação (4.5) possibilita o cálculo de  $g$  em função das três posições e dos três instantes.

Casos particulares:

(a)  $t_1 = 0$  ;  $z_1 = 0$  substituindo na equação (4.5)

$$g = \frac{2(t_2 z_3 - t_3 z_2)}{t_2 t_3 (t_3 - t_2)}$$

(b)  $t_1 = 0$  ;  $z = 0$  ;  $v_1 = 0$  substituindo na equação (4.5)

$$g = \frac{2z_2}{t_2^2}$$

Esses casos não oferecem interesse, face à dificuldade em se determinar com precisão as condições iniciais. Busca-se na prática observações superabundantes que conduzam a:

$$z_i + v_i(t_i - t_1) + 0,5 g(t_i - t_1)^2 = z_1 + v_1(t_i - t_1) + 0,5 g(t_i - t_1)^2 \quad (4.6)$$

com  $i = 1, 2 \dots n$

onde  $v$  representa os resíduos

Da equação (4.6) são derivadas as três equações normais que permitem o cálculo das incógnitas  $g$ ,  $v$  e  $z$ .

#### 4.2.4.1.2 Determinação absoluta pelo método de subida e queda-livre

Este método também é chamado de método da duas estações. Consiste em lançar um grave verticalmente, de baixo para cima, e observar os instantes de passagem ( $t_i$  ;  $i=1, 2, 3, 4$ )

pelas estações A e B nos dois sentidos. A distância (d) entre as estações é medida por interferometria (fig.4.4). O valor da gravidade é dado pela fórmula (4.7).

$$g = \frac{8d}{(t_4 - t_1)^2 - (t_3 - t_2)^2} \quad (4.7)$$

O valor de g, obtido pela fórmula (4.7), concerne a uma posição distanciada:  $d/4 + d'/3$  do ponto mais alto da trajetória (21).

Num mesmo ponto, na ascensão e na queda, a velocidade do grave é a mesma a menos do sinal. Isso significa que o efeito do ar remanescente é anulado pois na verdade o atrito diminui g na descida e o aumenta na subida. A velocidade inicial com a qual o grave é lançado, não interfere nos cálculos.

Este método foi utilizado com sucesso por COOK (Laboratório Nacional de Física, Inglaterra) e por Sakuma (BIPM) em instalações fixas, que teve êxito na miniaturização do equipamento estacionário produzindo um transportável.

O Instituto de Metrologia de Torino construiu em 1976 um "gravímetro absoluto" baseado neste método.

#### 4.2.4.2 Gravimetria relativa

Os gravímetros surgiram no início da terceira década deste século. Pequenos, leves e de simples manejo, produziram um grande impacto.

Em essência, o princípio de funcionamento do gravímetro é o seguinte. Em um gravímetro o peso de um corpo é equilibrado por uma força antagônica, geralmente elástica. Logo, variações de equilíbrio do sistema em função da gravidade, permite a avaliação desta última.

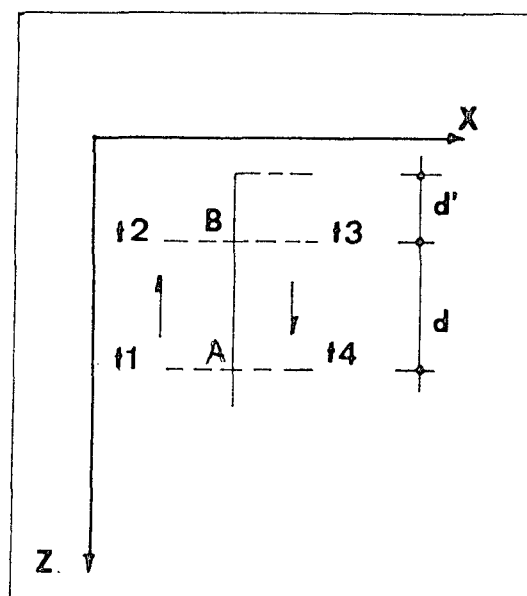
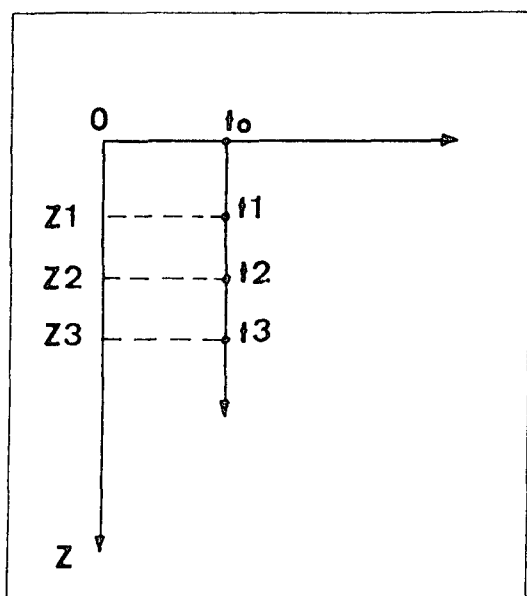


Fig.4.3: Grave em queda-livre (21)      Fig.4.4: Grave em subida e queda-livre (21)

A figura (4.5) esquematiza um exemplo simples. O peso da esfera suspensa na extremidade da mola está contrabalançado pela força elástica  $\bar{M}$  da mola. Designado por  $L_0$  o comprimento da mola livre e por  $L$  o comprimento quando carregada, a lei de HOOKE postula que a deformação é proporcional à força que a produz:

$$mg = K(L - L_0) = K\Delta L \quad (4.8)$$

O coeficiente de proporcionalidade  $k$  depende das características elásticas da mola.

Numa segunda estação tem-se,  $g + \delta g$  e, conseqüentemente,  $\Delta L + \delta L$ , a deformação  $\delta L$  pode ser medida pela diferença das leituras efetuadas na escala  $E$ , nas duas estações. Da variação da deformação pode-se remontar a variação da gravidade:

$$\delta g = C\delta L = C(E_2 - E_1) \quad (4.9)$$

sendo  $C$  um fator de calibração previamente determinado.

Tratando-se de variações extremamente pequenas, a maior dificuldade está em amplificar as deformações. Alguns métodos utilizados para a amplificação de deformações são os processos óticos e foto-elétricos, correlacionando as deformações do sistema elástico com a variação da capacidade de um condensador e mais modernamente, fazendo uma esfera levitar num campo magnético, onde as variações de  $g$  são traduzidas por um sistema "feed-back" (gravímetro supercondutor) [21].

A precisão das observações de diferenças de gravidade  $\Delta g$ , decresce com o acréscimo de  $\Delta g$  e/ou com o acréscimo do intervalo de tempo entre estações adjacentes. A precisão também diminui em consequência de erros de calibração e efeitos circundantes (difíceis de modelar), tais como, vibrações e choques durante o transporte, variações de temperatura, etc.

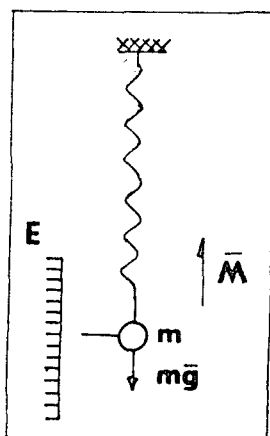


Fig.4.5: Princípio de funcionamento do gravímetro 1211

O "Institut für Erdmessung" da Universidade de Hannover (IfE) em suas investigações tem obtido bons resultados com gravimetria de alta precisão, fazendo as seguintes modificações no equipamento. Incluiu o uso de um voltímetro digital para a leitura do instrumento, níveis de alta sensibilidade com "feedback" eletrônico para medições pequenas ( $\approx 10 \mu\text{ms}^{-2}$ ) diferenças de gravidade.

As fontes externas de erros foram reduzidas através de medidas adicionais, tais como, termostato adicional, absorventes de choques, aparelhos isolantes de vibração e através da randomização por repetição de medidas sob diferentes condições externas.

A partir de instrumentos de investigação e experiências com trabalhos de alta precisão, incluindo a comparação de

diferentes instrumentos, a precisão que pode ser alcançada em uma simples observação de diferença de gravidade, é estimada como segue (58).

para  $g < 0,1 \text{ mms}^{-2}$  tem-se  $\pm 0,05 \text{ } \mu\text{ms}^{-2}$

para  $0,1 < g < 1 \text{ mms}^{-2}$  tem-se  $\pm 0,1$  a  $\pm 0,15 \text{ } \mu\text{ms}^{-2}$

Esses valores podem ser reduzidos através de repetições, especialmente para pequenas diferenças de gravidade locais, para aproximadamente  $0,01 \text{ } \mu\text{ms}^{-2}$ .

De acordo com a presente situação da gravimetria de alta precisão, redes de controle para monitoramento de variações da gravidade com o tempo, podem ser estabelecidas através de técnicas absolutas e relativas. Na construção de uma rede fundamental é necessário utilizar uma precisão de  $0,01$  a  $0,1 \text{ } \mu\text{ms}^{-2}$  ou mais (58). Um bom exemplo de rede de gravimetria fundamental com alta precisão, é a da República Federal da Alemanha.

Existe um aumento na tendência de se construir redes de estações absolutas, e somente fazer interpolações entre elas com medidas relativas da gravidade, cuidadosamente calibradas.

O fortalecimento da rede se daria através de observações de pequenas diferenças da gravidade.

#### 4.2.3.2.1 Gravímetro absoluto a Laser

Esse novo e revolucionário aparelho no campo das determinações absolutas da força da gravidade, originou-se do aperfeiçoamento do aparelho de queda-livre.

A NASA desenvolveu o Mark I e sua generalização o Mark II (gravímetros transportáveis mas não portáteis).

Um dos gravímetros absolutos transportáveis foi construído pelo "Joint Institute for Laboratory Astrophysics" (JILA) na Universidade do Colorado e, entregue em janeiro de 1986 ao IFE para testes.

Este gravímetro é o terceiro de uma série de seis instrumentos. O gravímetro (chamado JILAG-3) foi desenhado para ser transportável, afim de ser aplicado no campo da geodésia, geofísica, geologia e geodinâmica [19].

O princípio básico do instrumento é a determinação da aceleração em queda-livre de um grave (prisma), devido a aceleração da gravidade, por medições de tempo e distância em um interferômetro a laser.

Os erros sistemáticos e randômicos foram reduzidos a um nível de poucos  $\mu\text{Gal}$ .

A feição especial do instrumento é um mecanismo que controla a câmara "drag-free". Esta câmara contém o grave durante a queda-livre e serve de proteção para o drag do ar residual.

O problema do empuxo do ar residual é solucionado com uma câmara co-acelerada que envolve o objeto em queda, e serve para armazenar as moléculas do ar residual que se movem com o objeto. No início de cada queda uma separação inicial entre os dois é causada para a tomada de posição, essa separação é mantida constante durante a queda.

No início de cada queda assenta-se o grave na base da câmara fechada. Quando o mecanismo de queda é ativado, o motor acelera a câmara para baixo ao longo da vertical, com o objeto em queda livre no seu interior. Isso resulta, no grave caindo simultaneamente com a câmara, dessa forma a resistência do ar residual é efetivamente removida. Dessa maneira a câmara e o resíduo das moléculas de ar tem a mesma velocidade do grave.

Essa técnica é denominada "drag-free", e reduz sensivelmente a resistência do ar residual.

Durante a queda, o motor é controlado pelo "photo split diode", que monitora a distância entre a câmara "drag-free" e o grave.

O gravímetro absoluto é afetado pelas vibrações da terra (ground vibration). O objeto em queda não é afetado por esses movimentos do solo, mas o mesmo não se pode afirmar para o retrorefletor fixo (ou de referência), já que essa parte do interferômetro permanece em repouso na superfície terrestre (solidário a ela). Logo um microsismo presente, será um erro introduzido nas medidas da aceleração do objeto em queda livre. Um sistema de isolamento reduz de maneira substancial esse efeito. Uma solução foi colocar a massa do retrorefletor de referência suspensa verticalmente em uma mola, isolando-a de movimentos direcionados.

### 4.3 Métodos Geodésicos Extra-Terrestres

#### 4.3.1 Método Doppler

##### 4.3.1.1 Introdução

Este método baseia-se no fato de que a frequência recebida por um observador (receptor), não é a mesma que a frequência de emissão (satélite) devido à velocidade relativa entre receptor e emissor.

##### 4.3.1.2 Efeito Doppler

Seja um transmissor T com velocidade  $v_T$  e um receptor R com velocidade  $v_R$  (fig.4.6).

Seja o vácuo o meio de propagação com velocidade constante  $c$ . No instante de transmissão  $t_1$ , um sinal é emitido do T. A distância entre R e T, no instante  $t_1$ , é  $r$ . O sinal é recebido por R no instante  $t_2$ .

Se  $v_R$  é constante no intervalo  $t_2 - t_1$ , então R terá percorrido a distância  $v_R(t_2 - t_1)$  e o sinal percorrido a distância  $c(t_2 - t_1)$ .

Logo, a frequência Doppler pode ser calculada por:

$$f_R = f_T \left( 1 - \frac{1}{c} \cdot \frac{dr}{dt_1} \right) \quad (4.10)$$

onde:  $f_R$  = frequência recebida

$f_T$  = frequência transmitida

Esta aproximação só é válida quando são ignorados os efeitos relativistas [10].

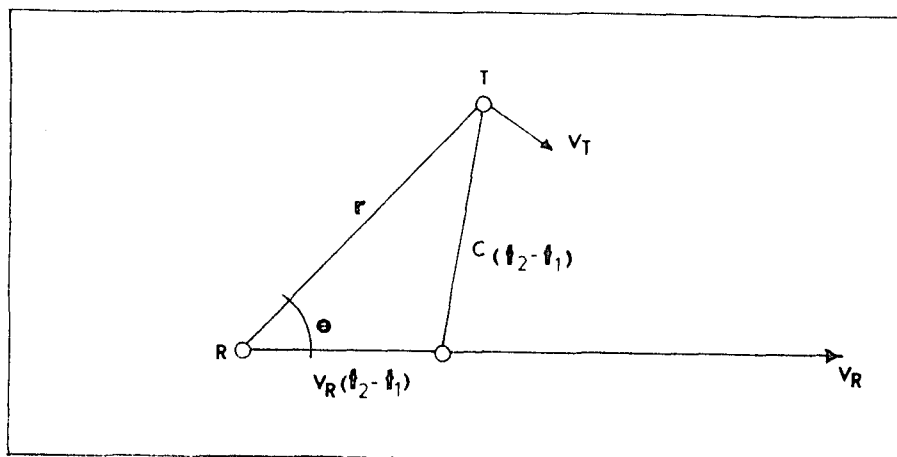


Fig.4.6: Geometria do efeito Doppler

#### 4.3.1.3 Observações Doppler

Uma frequência constante  $f_T$  é transmitida pelo rádio-transmissor do satélite, a qual propaga-se e é recebida por rádio-receptores com uma diferença de frequência  $\Delta f$ . Esta diferença de frequência  $\Delta f$  é proporcional à velocidade com a qual o rádio-transmissor desloca-se em relação ao rádio-receptor.

A frequência recebida  $f_R$  é maior se o movimento for de aproximação em direção ao receptor e será menor se o movimento for de afastamento.

$$\Delta f = f_T - f_R \quad (4.11)$$

A medida da frequência é obtida contando-se o número de ciclos (n) dentro de um intervalo de tempo  $\Delta t$ .

$$f = n / \Delta t \quad (4.12)$$

Uma medida instantânea da frequência recebida não pode ser realizada, em razão da dependência do movimento o qual é função do tempo, como é também  $f$ . O valor medido é um número de ciclos dentro de um intervalo de tempo ( $t_2 - t_1$ ), tal que

$$N = \int_{t_1}^{t_2} (f_T - f_R) dt \quad (4.13)$$

Esta medida é conhecida como contagem integrada Doppler, a qual é proporcional à diferença de distância  $\Delta R$ , conforme mostra a figura (fig.4.7)

A vantagem deste método reside no fato de que as observações são relativamente precisas e independem das condições meteorológicas. Utilizando o efeito Doppler é possível reposicionar o ponto em estudo, auxiliando na detecção dos movimentos da crosta.

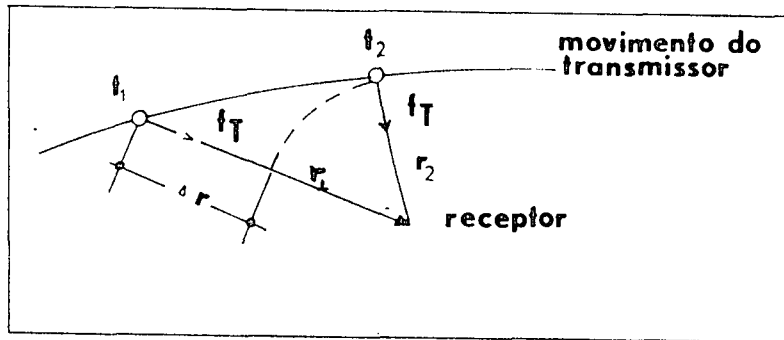


Fig.4.7: Contagem Doppler

#### 4.3.1.4 Sistema NNSS

O "NAVY NAVIGATION SATELLITE SYSTEM" (NNSS) teve início em 1958 na John Hopkins University, mas só entrou em atividade em 1963.

A idéia básica do sistema consiste em empregar o efeito Doppler através de frequências transmitidas pelo satélite, para determinação da órbita no momento da observação e projetá-lo para várias horas, permitindo posteriormente o posicionamento de embarcações e estações terrestres fixas.

Os satélites estão numa órbita polar quase circular, numa altitude em torno de 1.075 km e com um período aproximado de 107 minutos.

Os satélites transmitem duas frequências portadoras: 400 MHz e 150 MHz. As portadoras são moduladas em fase e levam a mesma informação, a qual consiste de sinais de tempo, informações orbitais, identificação do satélite, etc.

A origem, escala e orientação do sistema NNSS são definidos pela adoção de coordenadas de 15 estações base "NAVY DOPPLER TRACKING NETWORK" (TRANET), situadas ao redor do mundo e 4 estações "OPERATIONAL NETWORK" (OPNET), situadas na Califórnia, Minnesota, Maie e Hawaii, sendo que as duas primeiras também são injetoras.

Estas estações são usadas para rastrear continuamente e estabelecer as efemérides precisas do satélite, bem como determinar a médio (2-3 anos) e a longo (10 anos) prazo a posição relativa das estações.

As efemérides transmitidas são estabelecidas pelo uso do sistema Geopotencial "WORLD GEODETIC SYSTEM - 1972" (WGS-72) que são calculadas no centro de cálculos NNSS, juntamente com os estados e marchas dos relógios dos satélites (a partir das observações das 4 estações OPNET) e se transmitem ao satélite por meio das estações injetoras (fig.4.8). Todos os satélites recebem informações de tempo e efemérides a cada 12 horas sendo que estas se mantêm na memória do satélite por 16 horas, (fig.4.9).

#### 4.3.1.5. Aplicações do método Doppler

O método Doppler tem sido utilizado para fins cartográficos e para fins científicos. As principais aplicações do método Doppler dentro da geodésia e geodinâmica são: a) estabelecimento de redes geodésicas; b) medida dos movimentos terrestres globais; c) determinação do campo da gravidade da Terra.

Para o estudo detalhado do mecanismo das placas tectônicas é necessário analisar se esses movimentos são contínuos ou ocorrem inesperadamente em conexão com os terremotos, devendo-se chegar a uma precisão de 5 a 10 cm/ano.

Estes objetivos são melhores alcançados pelos métodos Laser e VLBI.

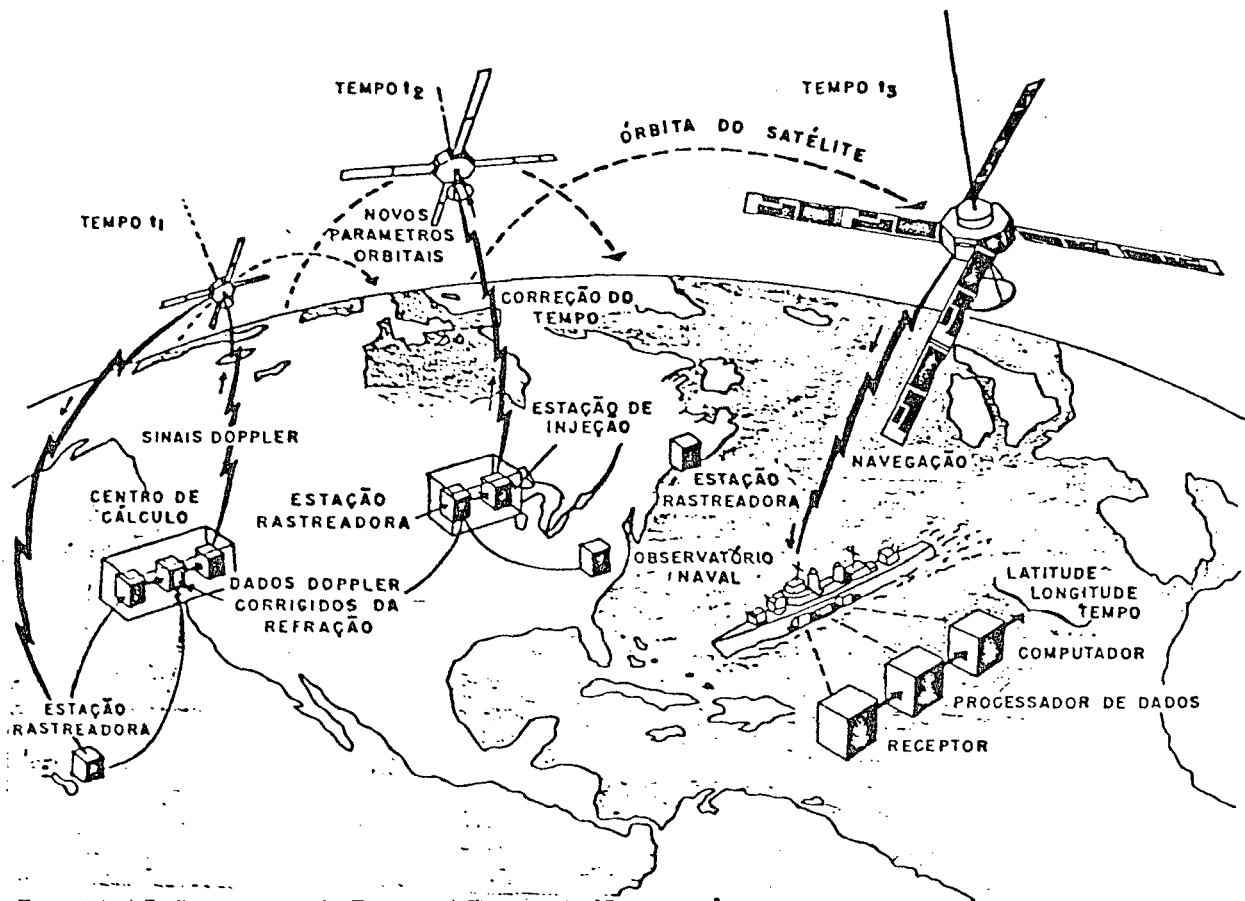


Fig.4.8: Configuração do Sistema NNSS 1511

Estação Rastreadora - recebe, grava e digitaliza sinais doppler  
 Centro de cálculos - calcula parâmetros orbitais futuros e a correção do tempo.

Estação de Injeção - transmite os novos parâmetros orbitais e a correção do tempo.

Navegação - recebe os sinais Doppler, os parâmetros orbitais e o tempo.

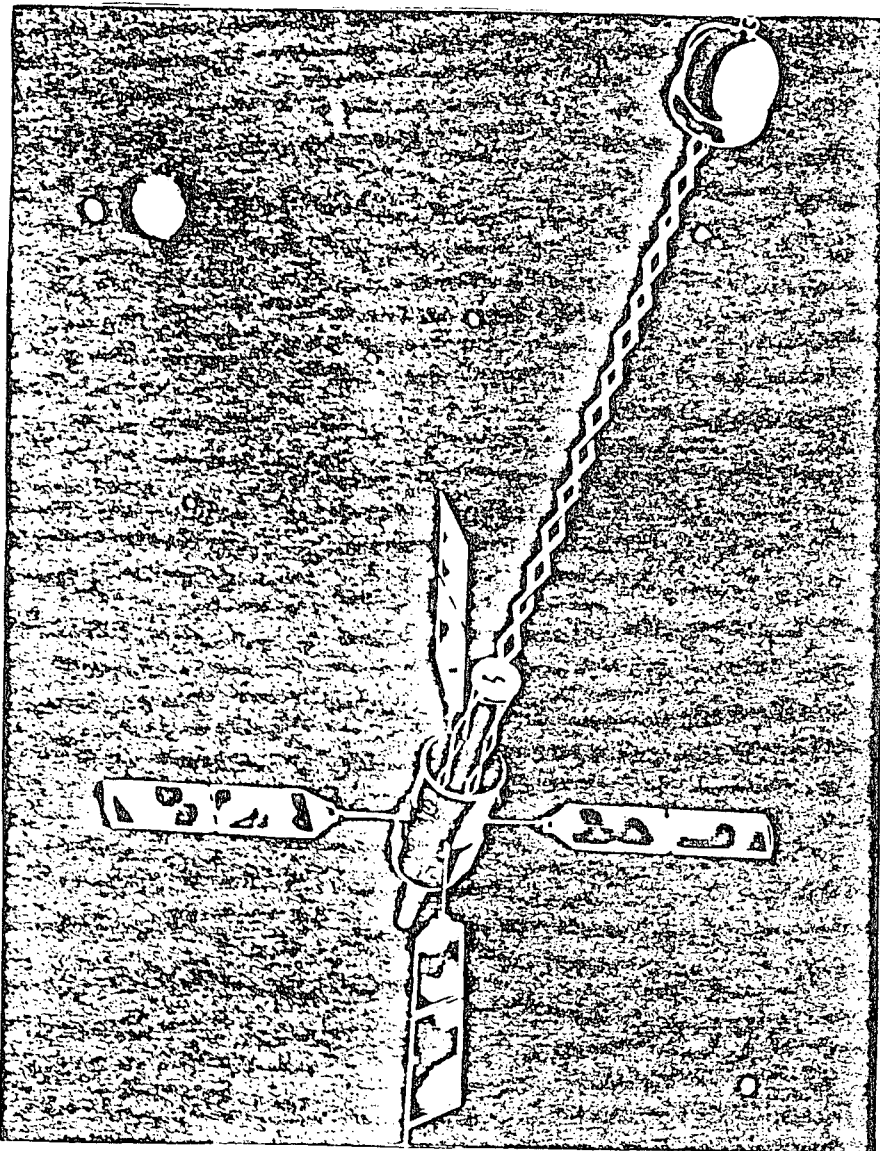


Fig.4.9: Configuração física dos satélites NNSS 1511

## 4.3.2 Método LASER

### 4.3.2.1 Introdução

O sistema Laser fornece um método de posicionamento preciso de um grande número de pontos da superfície terrestre em um curto período de tempo. Isto é, uma medida de posição relativa de marcos geodésicos a partir de uma plataforma espacial, podendo manter o controle horizontal e vertical dentro de 2 - 5 cm. Com este nível de precisão, pode-se detectar pequenos movimentos da crosta terrestre.

O método baseia-se na determinação da distância entre a estação (fundamental) e o refletor, que pode se localizar em um satélite (passivo) ou na Lua (refletores lunares). Esta distância é determinada pela medida do tempo que o pulso laser leva da emissão até a recepção.

O sistema Laser tem a facilidade de ser um método muito rápido. A desvantagem do método consiste no fato de que o laser é luz, e como tal, depende das condições meteorológicas para se propagar.

O sistema Laser é subdividido em duas diferentes técnicas: "Lunar Laser Ranging" (LLR) e "Satellite Laser Ranging" (SLR).

#### 4.3.2.2 "Lunar Laser Ranging"

O LLR mede o tempo percorrido pela ida e volta de pulsos laser emitidos pelo observatório até os retrorefletores plantados na superfície lunar (p.ex. refletores instalados durante o programa Apolo).

Esta técnica é muito usada em serviços da determinação do movimento do pólo III. Normalmente, esta técnica não é utilizada sozinha na determinação dos movimentos da crosta. A ocorrência de acúmulo de poeira cósmica sobre os refletores lunares dificulta a pontaria dos canhões lasers, implicando em uma sensível perda de precisão.

#### 4.3.2.3 "Satellite Laser Ranging"

A emergência da geodésia por satélite, como um instrumento para pesquisa geodésica e geofísica, foi estimulada pelo desenvolvimento de técnicas de rastreamento de alta precisão para determinação da posição do satélite. A mais avançada e precisa dessas técnicas é o SLR. Nos últimos 10 anos a qualidade e a quantidade de dados de SLR tem proporcionado importantes estudos para a geodinâmica.

O SLR mede o tempo percorrido pela ida e volta de um pulso de fóton do laser, do observatório (estação fundamental) até os refletores localizados no satélite (passivo). A medição do tempo decorrido é convertido em uma distância através da velocidade da luz. A distância a partir do rastreamento do saté-

lite, pode ser determinada com uma precisão de poucos centímetros, usando técnicas e tecnologia comuns. Logo, o sistema SLR determina precisamente, distâncias do satélite em função do tempo. Medições de distâncias são feitas sobre o satélite por diferentes estações de rastreamento. As distâncias determinadas são utilizadas em programas de análise de órbitas, para determinar posições geocêntricas das estações e vetores base entre elas. O sistema de rastreamento Laser promove uma medida de distância a cada segundo de tempo.

#### 4.3.2.3.1 Satélite STARLETTE

O satélite Starlette, lançado em fevereiro de 1975 pelo "Centre National d'Etude Spatiales" (CNES) França, tendo como objetivo geofísico principal contribuir nos conhecimentos do "sólido" Terra e marés oceânicas.

Este foi o primeiro satélite, especialmente desenhado para minimizar os efeitos das forças não gravitacionais (atrito na atmosfera - Drag, pressão de radiação, efeitos eletromagnéticos) e, assim, obter a maior precisão possível usando medições laser. A tabela 4.2, mostra os parâmetros orbitais do satélite Starlette.

O Starlette é um satélite com forma esférica. Esta esfera é feita de alumínio, tem um raio igual a 12 cm e uma massa de 47,295 kg. Encaixados na parte exterior do satélite existem 60 refletores.

---

Starlette - parâmetros orbitais	
inclinação	49,8°
altura do perigeu	810 km
altura do apogeu	1105 km
semi-eixo maior	10.210 km
excentricidade	0,006

---

Tab.4.2: Parâmetros orbitais do satélite Starlette 1441

#### 4.3.2.3.2 Satélite LAGEOS

O "Laser Geodynamics Satellite" é um dos primeiros satélites desenvolvidos exclusivamente para efetuar medições geodinâmicas, utilizando técnicas laser.

O Lageos foi lançado pela NASA "Western Test Range" na Califórnia, no dia 4 de maio de 1976. Ele é uma esfera de 60 cm de diâmetro e tem uma massa total de aproximadamente 470 kg.

Encaixados na parte exterior (feita de alumínio com uma massa de 117 kg) do satélite existem 422 refletores, sendo que 418 são feitos de uma fusão de sílica e 4 são feitos de germanium. O satélite, compõe-se ainda, de um cilindro de latão situado no centro do satélite com 27,5 cm de comprimento e 31,76 cm de diâmetro, com uma massa de 175 kg (fig.4.10).

O Lageos foi lançado em uma órbita aproximadamente circular com altitude em torno de 6.000 km (tab.4.3), afim de reduzir os efeitos do drag atmosférico e as incertezas na órbita. Essa altitude assegura um bom retorno do sinal para o rastreamento do sistema.

A forma esférica e a alta densidade do satélite, minimizam a sensibilidade da órbita para pressão de radiação.

Lageos - parâmetros orbitais	
inclinação	109,8s
altura do perigeu	5858 km
altura do apogeu	5958 km
semi-eixo maior	12.265 km
excentricidade	0,004

Tab.4.3: Parâmetros orbitais do satélite Lageos 1141

Quando o primeiro satélite Lageos foi lançado, a técnica do sistema de rastreamento com laser permitia chegar ao nível de precisão do metro. Com o avanço da tecnologia do rastreamento, novas técnicas na modelagem dos erros e progressos computacionais, elevaram a precisão das determinações para o nível de poucos centímetros em todas as coordenadas.

Numerosas instituições cooperaram na coleta de dados, análise e interpretação. O "Crustal Dynamics Project" (CDP) da NASA tem a responsabilidade de conduzir medições com o Lageos.

O CDP foi formado em 1979 para aplicar tecnologia espacial, tanto na forma de SLR quanto na forma de método interferométrico, mas medições de movimentos de placas tectônicas, deformações regionais da crosta, movimento do pólo, rotação da Terra e outros fenômenos associados com movimentos da crosta.

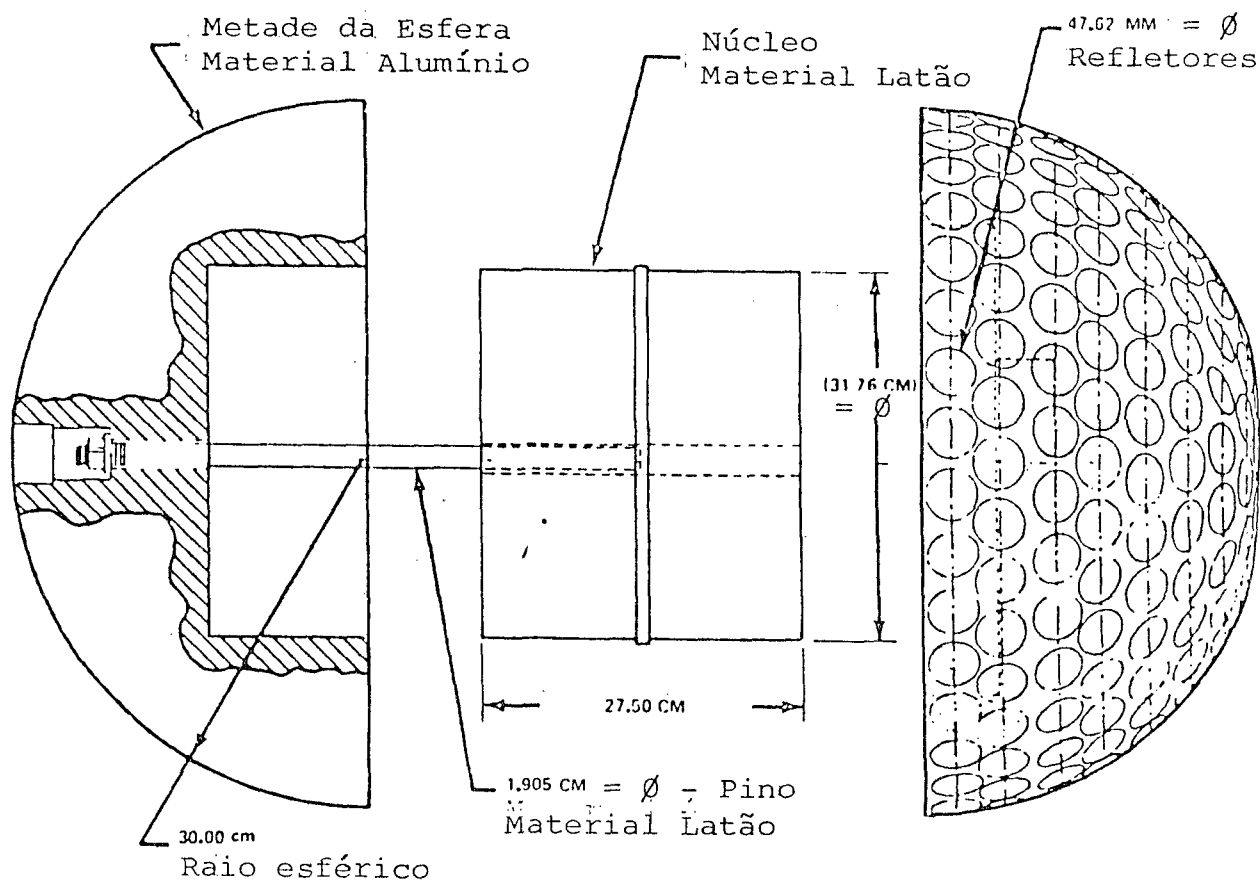


Fig.4.10: Detalhes da estrutura do LAGEOS 1141

#### 4.3.2.3.3 Coleta de dados

O tempo meteorológico é o fator mais importante na coleta de dados. Como o laser é luz, depende das condições meteorológicas para se propagar.

O planejamento das estações (fundamentais) a serem utilizadas é outro fator importante na coleta dos dados.

As estações fundamentais são distinguidas das outras estações da rede, devido a sua localização. Esta localização deve ser suficientemente "distante" da área em que se espera detectar o movimento, tal que possam ser consideradas estacionárias durante a monitoração da rede.

Os dados obtidos são combinados à um modelo dinâmico do movimento do satélite, afim de deduzir os parâmetros que descrevem a órbita do satélite, tais como: as coordenadas do satélite (geralmente referidas ao sistema de coordenadas geocêntrico) e parâmetros variáveis do modelo.

Os parâmetros variáveis do modelo são os valores geopotenciais, movimento polar, parâmetros de rotação da Terra, amplitude de marés, efeitos de pressão radiante e parte do drag.

#### 4.3.2.3.4 Estações

O desenvolvimento da rede de estações SLR tem sido substancial. A partir de uma configuração mínima a "Smithsonian Astrophysical Observatory" (SAO), formou em 1976 uma rede de operações com o Lageos (141).

Esta rede expandiu-se, elevou a qualidade e tornou-se melhor distribuída (fig.4.11, 4.12, 4.13).

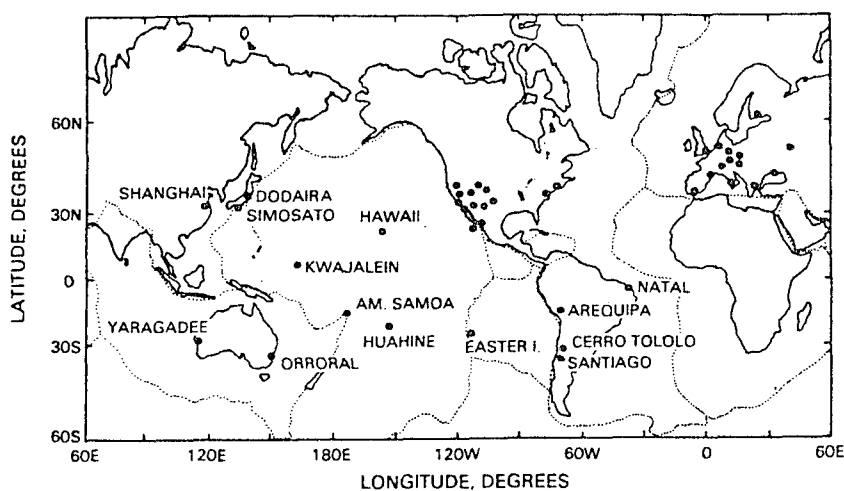


Fig.4.11: Estações laser em todo mundo [14].

O maior motivo para a expansão da rede foi primeiramente, o desenvolvimento de sistemas móveis, seguidos em 1979 por sistemas altamente transportáveis, "Modular Transportable Laser Ranging System 1" (MLRS-1) que pode ser instalado em um clássico veículo de passeio. Mais recentemente, um sistema altamente compacto (MLRS-2) entrou em operação, todo o equipamento está contido em uma caixa de  $1 \text{ m}^3$  [14].

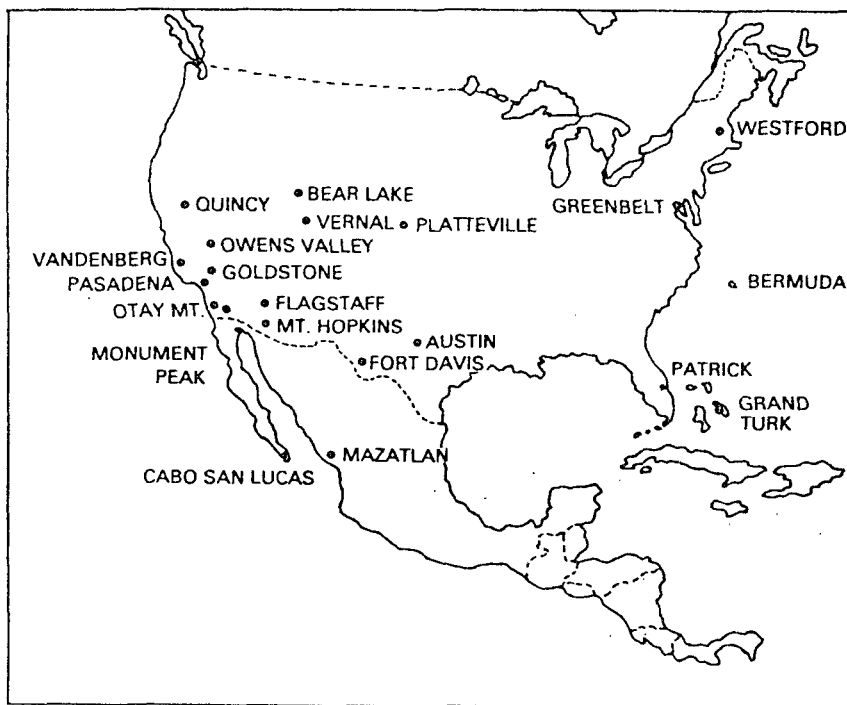


Fig.4.12: Estações laser Norte-Americanas [14]

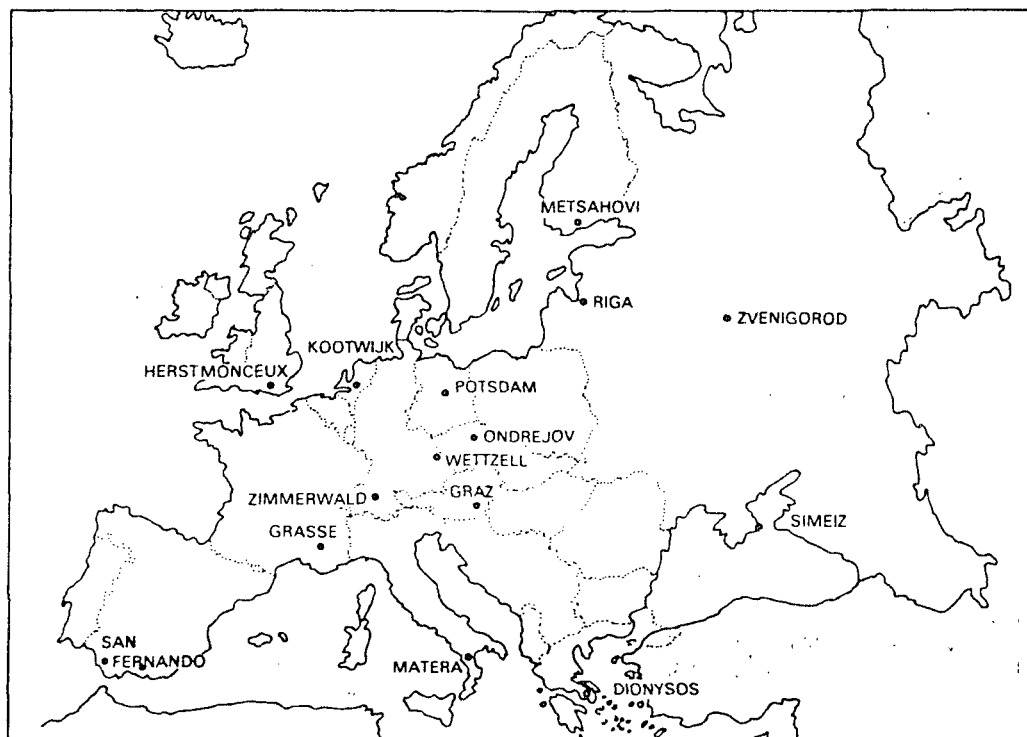


Fig.4.13: Estações laser Européias [14]

#### 4.3.2.3.5 "Modular Transportable Laser Ranging System"

O "Institut für Angewandte Geodäsie" em Frankfurt e a "University of Technology in Delft", juntamente com o "Institute of Applied Physics TNO-TH" em Delft desenvolveram um sistema móvel para o SLR. Cada instituição desenvolveu uma pesquisa idêntica e paralela.

A configuração do sistema pode ser observada pelo bloco diagrama (fig.4.14). O sistema é separado em estação emissora ótica (incluindo telescópio e laser), um posicionador base e uma unidade de controle laser, um sistema detector incluindo relógio TUC, um processador e outros periféricos 1681. O sistema de detecção permite uma rápida identificação do sinal, utilizando a observação de um simples nível de foto-elétrons.

Todo o sistema de medição está sob o controle de um HP 1000 modelo 16-bit e 5 micro-computadores.

As dimensões dos módulos do sistema, permite o transporte ponto a ponto por rodovia, ferrovia, mar e ar (fig.4.15 e 4.16).

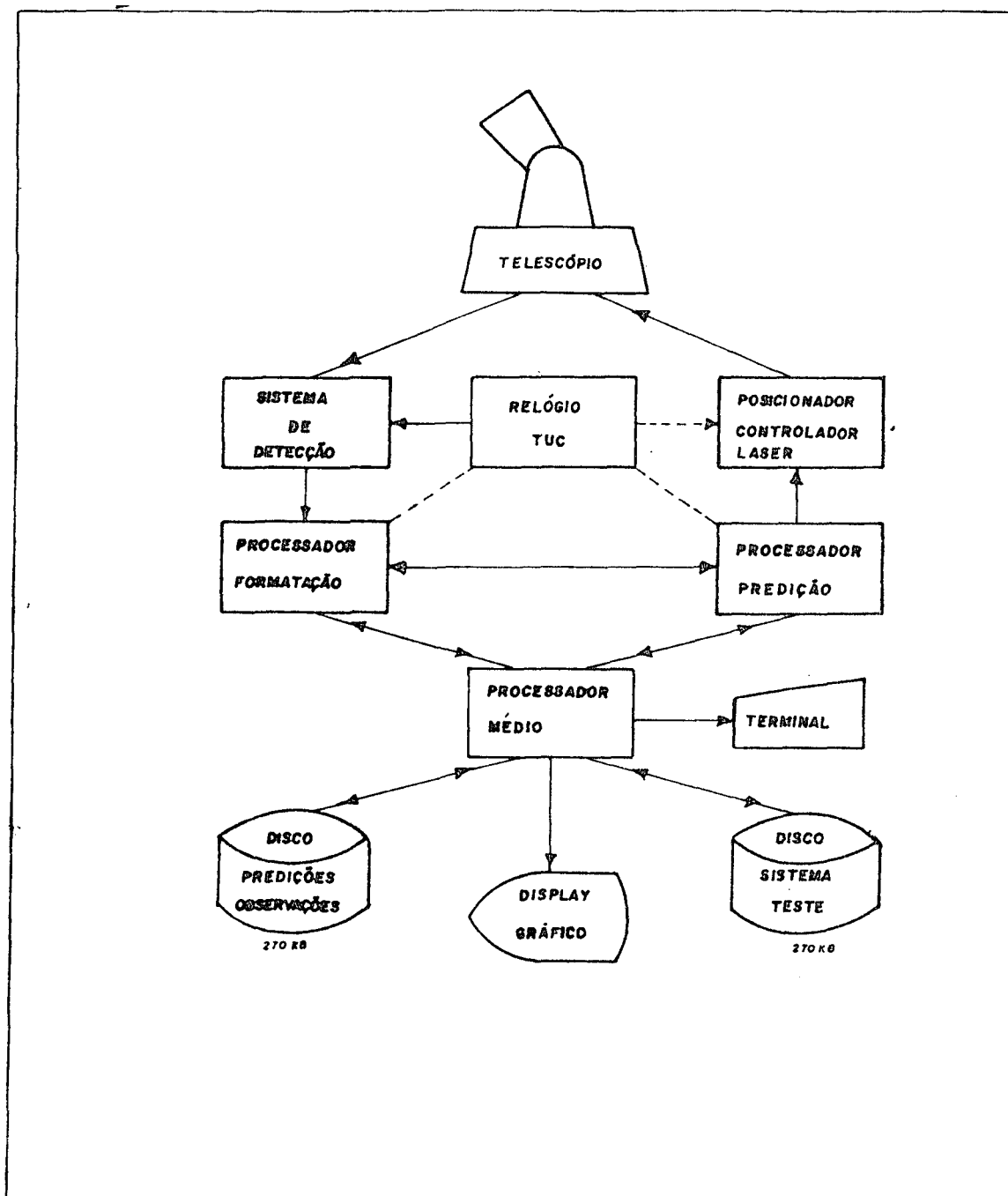


Fig.4.14: Diagrama em blocos da configuração do sistema MTLRS

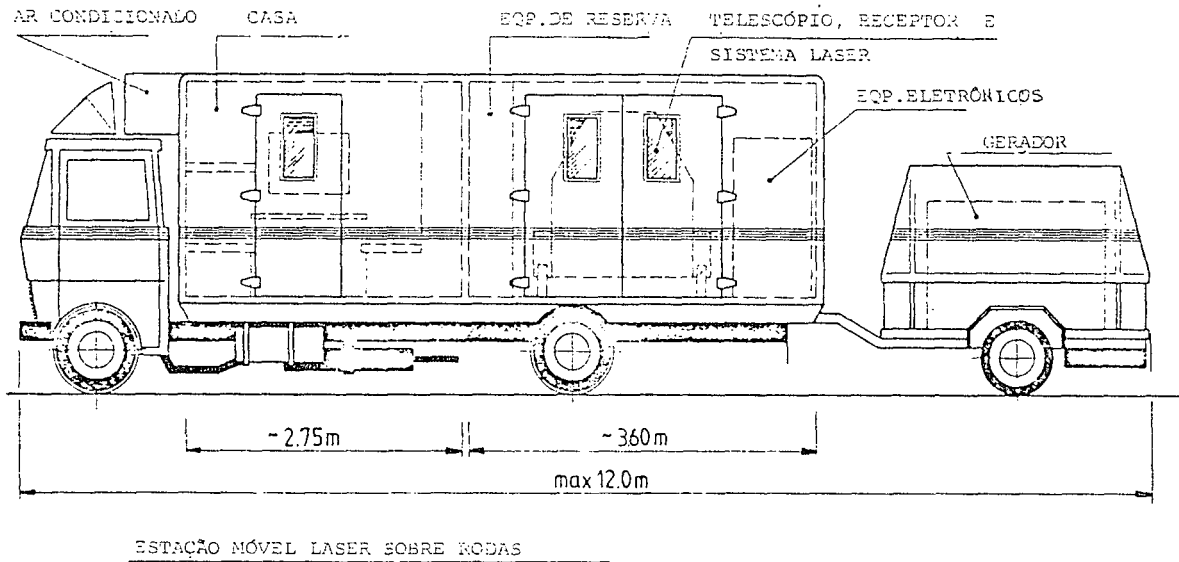


Fig.4.15: Veículo utilizado para transporte do MTLRS 1681

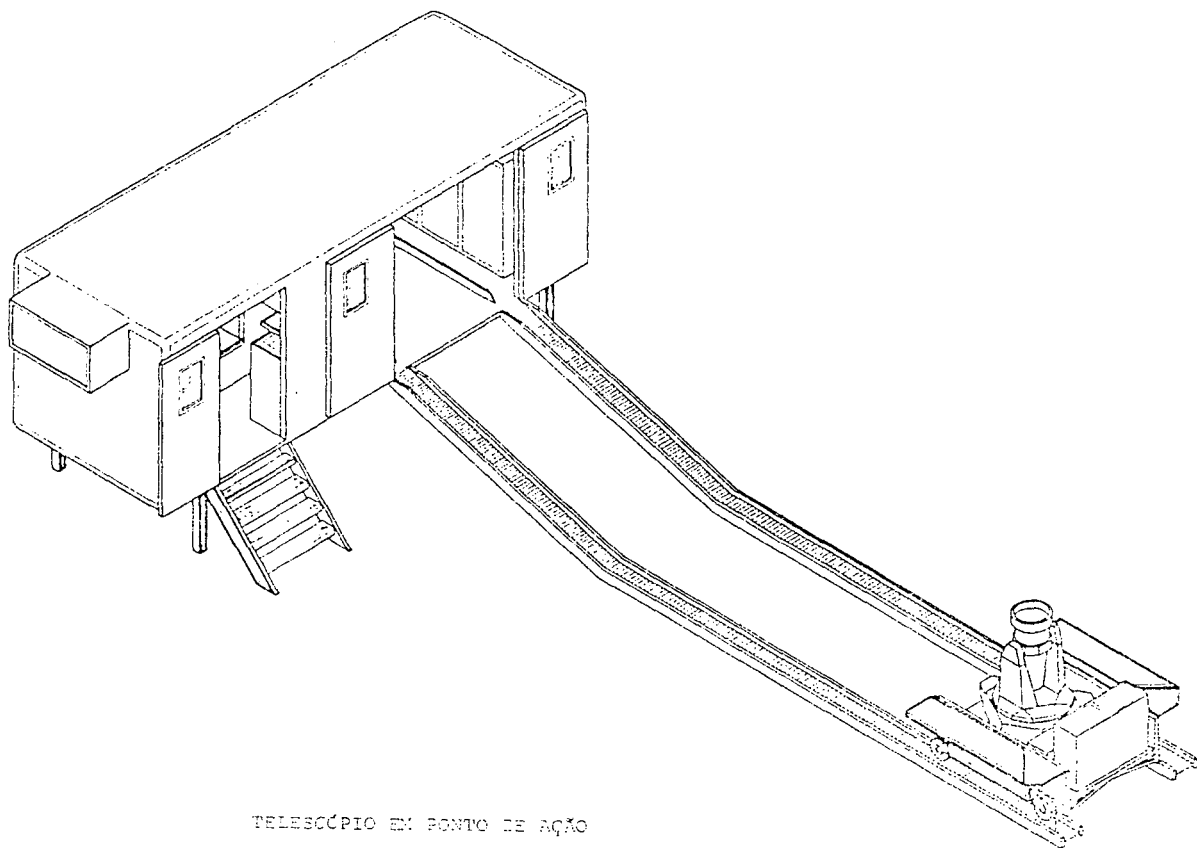


Fig.4.16: Telescópio em ponto de ação 1681

### 4.3.3 Método Interferométrico

#### 4.3.3.1 Introdução

O método interferométrico tem um especial valor dentro das pesquisas geodésicas e geofísicas. A sua grande qualidade reside no grande potencial de determinação de bases precisas, tanto no que se refere a medida, quanto no que se refere a orientação. E ainda oferece a vantagem da sua independência de condições meteorológicas.

O 'Very Long Baseline Interferometry' (VLBI) é um método rádio interferométrico que usa dois ou mais rádios telescópios, largamente separados, para observar radiações de fontes de rádio extragalácticas, os chamados quasars.

Esses objetos extragalácticos são selecionados por terem fonte contínua (i.e. sua energia de radiação percorre uma ampla frequência), o seu pequeno tamanho angular, por conseguinte, sua extensa distância da Terra (bilhões de anos luz) fazem deles pontos efetivamente fixos no céu.

O esquema de observação do VLBI é simplesmente um processo de observação do sinal a partir de vários pontos na superfície da Terra. Os sinais recebidos em cada antena são registrados em uma fita magnética juntamente com a hora da recepção (fornecida por um relógio atômico). Posteriormente as fitas de cada estação são correlacionadas.

Ao geodesta interessa o conhecimento da posição das fontes de rádio, determinar o comprimento de bases interconti-

mentais possibilitando assim, a conexão de sistemas geodésicos remotos. Aplica-se ainda na medida de movimentos de precessão, nutação, movimento do pólo e movimentos da crosta (marés terrestres, deriva continental, etc).

#### 4.3.3.2 Geometria básica do VLBI

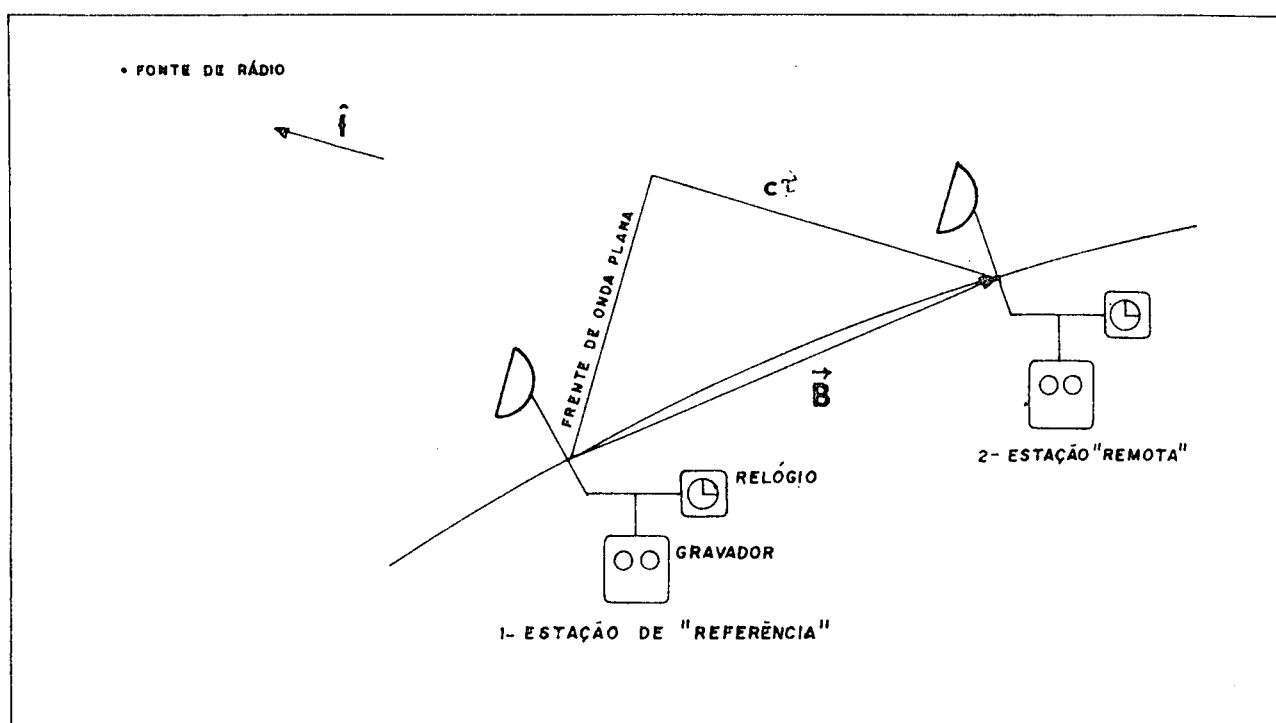


Fig.4.17: Geometria básica do VLBI [27]

Cada estação recebe e grava independentemente os sinais de uma fonte de rádio pontual e distante, de modo que as frentes de onda na Terra possam ser consideradas planas. Também, junto com os sinais é gravado o tempo de sua chegada.

Numa abordagem simplificada, pode-se considerar que o sinal da fonte é uma só onda plana e as estações são fixas no espaço. A diferença no tempo gravado de chegada é então, uma medida direta, em tempo-luz, da componente da base na direção da fonte. Medidas realizadas com fontes localizadas em pelo menos 3 direções coplanares no espaço, determinam, portanto, o tamanho e a orientação da base. Considerando sinais contínuos, alguma porção do trem de onda é gravada em cada estação. Se os dois sistemas de recepção e gravação tem a mesma largura de banda e nenhum ruído, os sinais gravados serão idênticos em forma, mas deslocados no tempo. A diferença no tempo de chegada é o deslocamento da origem do tempo exigido para fazer as ondas coincidirem. O retardamento pode então ser obtido através da correlação das duas gravações e determinação do ponto de máxima correlação.

No caso real, deve-se considerar o movimento de rotação da Terra e o conseqüente movimento das estações em relação a fonte, que resulta em efeito Doppler diferenciado nos sinais captados em cada estação. Surge, portanto, a observação taxa de retardamento, pois devido a este movimento o retardamento não é constante [27].

#### 4.3.3.3 Equipamentos e princípios operacionais básicos

Cada terminal de VLBI consiste basicamente de uma antena, um padrão de frequência altamente estável (p. ex. maser de hidrogênio) que controla o sistema oscilador local para con-

versões de frequência e o relógio, um amplificador de rádio frequência de baixo ruído, misturador e amplificador de frequência intermediária, conversor de vídeo, "formater" e gravador. O diagrama (fig.4.18) mostra os componentes básicos .

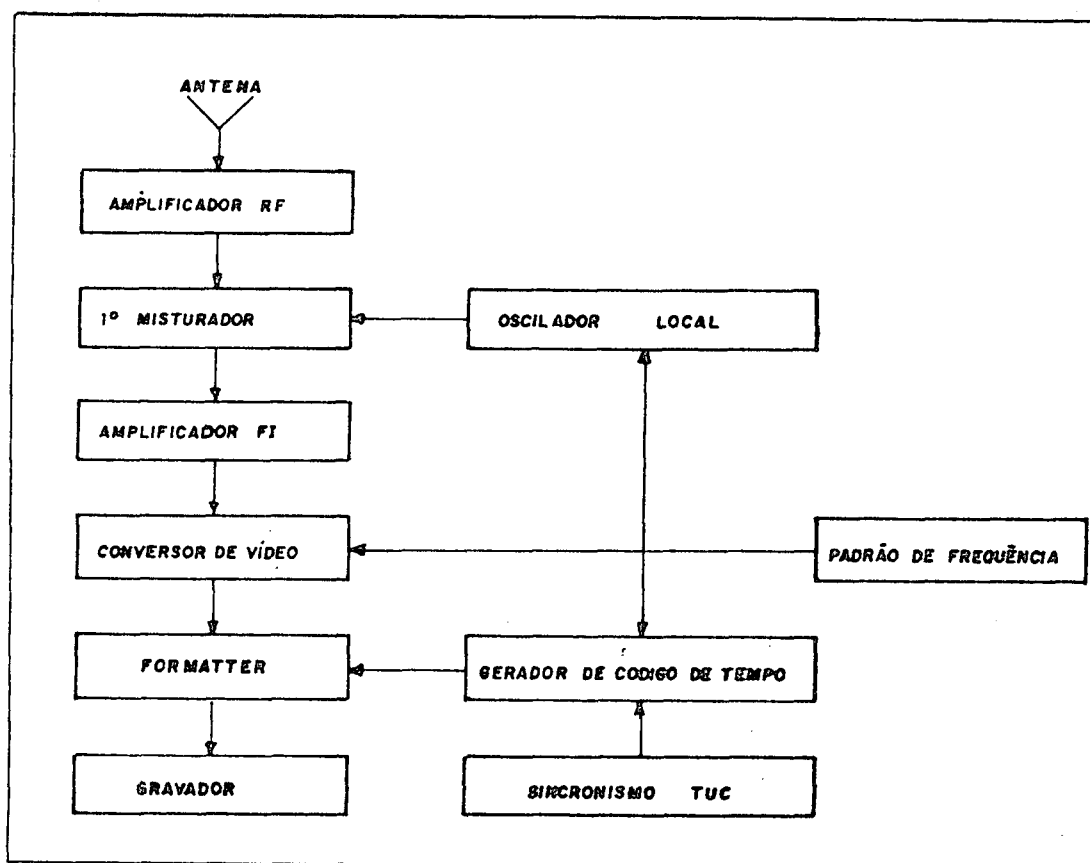


Fig.4.18: Diagrama em blocos de um sistema de VLBI 1541.

Os sistemas de VLBI dividem-se basicamente em duas categorias, conforme as técnicas de gravação e processamento dos dados: os sistemas digitais (desenvolvido nos Estados Unidos) e o sistema analógico (desenvolvido no Canadá).

Existem 3 tipos de sistemas digitais: MARK I, MARK II e MARK III.

A diferença fundamental entre os sistemas digitais, reside na largura de banda que pode ser gravada. O sistema MARK I pode gravar uma largura de banda de 360 KHz (sistema não mais utilizado) o sistema MARK II, 2 MHz, enquanto que o sistema MARK III possui 28 canais de vídeo, cada um com largura de banda de 2 MHz, distribuídos de modo a poder cobrir uma largura de banda total de até 400 MHz.

Em trabalhos com VLBI, a estabilidade dos padrões é muito importante, e torna-se vital quando estes trabalhos tem finalidades geodésicas, exigindo medidas precisas de retardamento, o uso do maser de hidrogênio torna-se quase obrigatório.

O maser de hidrogênio é o único padrão de frequências cuja instabilidade de longo período não é grande comparada com as incertezas em alguns outros parâmetros desconhecidos. Sua estabilidade de longo período, aproximadamente 1 parte em  $10^{14}$ , implica num desvio de 1 ns/dia, que é a duração típica de uma experiência de VLBI. As incertezas nas determinações das influências da atmosfera e ionosfera no retardamento situam-se na banda X, em torno de 1 ns.

#### 4.3.3.4 Observações de VLBI

O poder resolutivo do VLBI aumenta quando a distância entre as antenas é grande.

$$\phi = \lambda / d \quad (4.14)$$

onde:

$d$  = é a base ;  $\phi$  = resolução angular;

$\lambda$  = é o comprimento de onda da frequência recebida

O retardamento da frente de onda (fig.4.19) em relação à antena 2 pode ser calculado pela expressão (4.15).

$$R = (d \cos \alpha) / C \quad (4.15)$$

onde:

$C$  = é a velocidade da luz;

$\alpha$  = ângulo que a direção da rádio fonte forma com a base

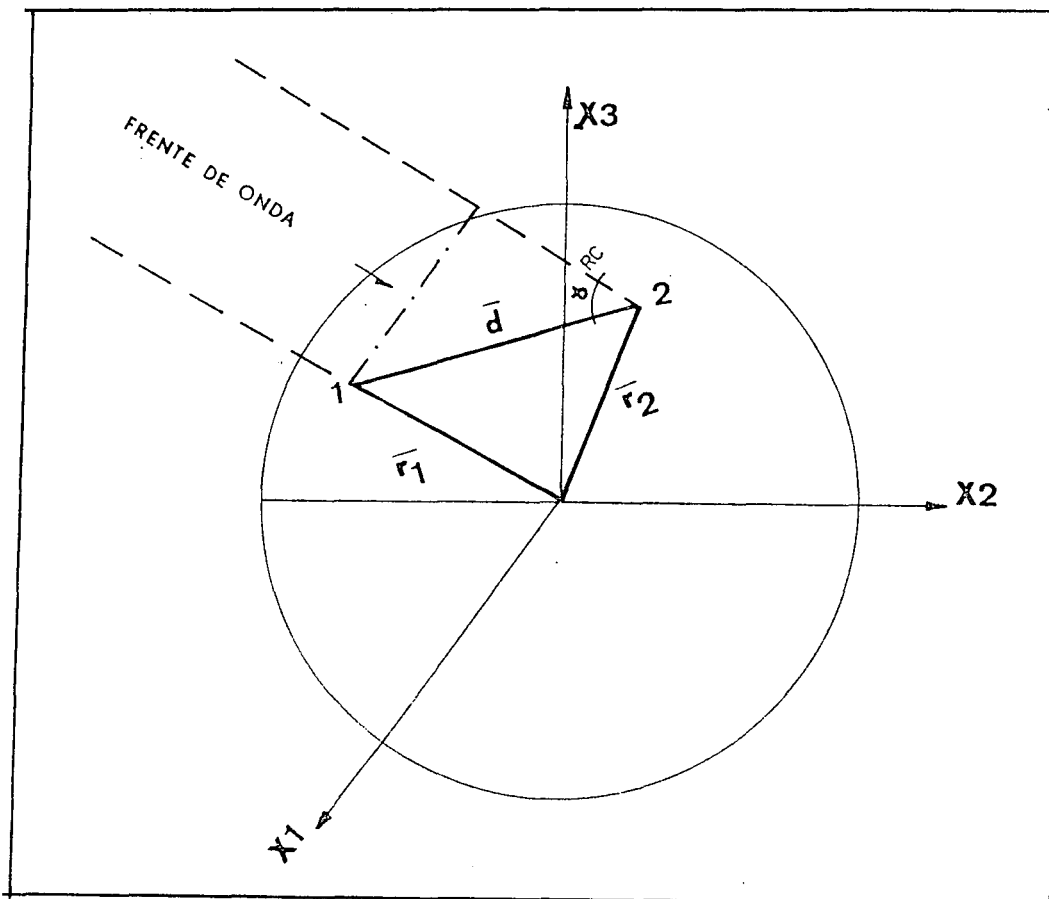


Fig.4.19: Retardamento da frente de onda

Da figura 4.19 tem-se:

$$\vec{d} = \vec{r}_2 - \vec{r}_1 \quad (4.16)$$

os vetores de posição tendo por componentes as coordenadas das estações:

$$\vec{r}_i = \begin{vmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} (N + h) \cos \phi \cos \lambda \\ (N + h) \cos \phi \sin \lambda \\ N(1 - e^2) \sin \phi \end{vmatrix}_i \quad (4.17)$$

resulta

$$|\vec{d}| = \begin{vmatrix} d_1 \\ d_2 \\ d_3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{vmatrix}_2 - \begin{vmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{vmatrix}_1 \quad (4.18)$$

Designado por  $\vec{s}_0$  o versor a direcção rádio-fonte-Terra, tem-se para a época  $T_0$  do catálogo:

$$\vec{s}_0 = \begin{vmatrix} \cos \delta \cos \alpha \\ \cos \delta \sin \alpha \\ \sin \delta \end{vmatrix}_{T_0} \quad (4.19)$$

A equação (4.15) pode ser re-escrita :

$$R = (\vec{d} \cdot \vec{s}_0) / C \quad (4.20)$$

Para rádio-fontes naturais como os quasars e as rádio-galáxias a paralaxe diária é nula.

O produto escalar  $\vec{d} \cdot \vec{s}_0$  independe de qualquer transformação de coordenadas que se venha realizar, mas é obvio que os dois vetores devem estar sempre referidos a uma mesmo sistema. Assim se as coordenadas  $(\alpha, \delta)_{T_0}$  da fonte concernem ao sistema sideral verdadeiro para a época 1950,0, também o vetor  $\vec{d}$  deverá ser referido a esse sistema (24).

#### 4.3.3.5 Aplicações geodésicas

O VLBI é do ponto de vista geodésico, uma técnica da geodésia celeste. Como já foi dito, o valor especial desta técnica reside, não tanto na determinação de coordenadas mas sim na determinação altamente precisa de bases, no que se refere a medida e orientação.

A escala das observações de VLBI é definida pelo valor adotado da velocidade da luz ( $c = 299.792.458 \text{ m/s}^2$ ). A orientação é tomada em um sistema inercial, através da referenciação aos quasars ou outras fontes de galáxias distantes com movimentos próprios praticamente nulos, de modo que não possam surgir problemas devido a diferentes definições de sistema de coordenadas. A precisão da orientação corresponde a precisão da definição das fontes de rádio (intervalo de  $0,05''$  a  $0,01''$ ).

Diante dos métodos Doppler e Laser de medida, a técnica de VLBI possui a vantagem da completa independência em re-

lação ao campo gravitacional da Terra. O uso do VLBI é mais adequado em medidas puramente geométricas de aferição, sendo portanto, indicado para ligações geodésicas, especialmente sobre bases longas.

Na observação de movimentos verticais da crosta por meio de nivelamento, surge sempre o problema das alterações na gravidade que influenciam os resultados.

A precisão situa-se entre 3 a 4 cm. A utilização do VLBI independe de condições meteorológicas, pois opera em micro-ondas ( $\approx 1 - 10$  GHz) [54].

#### 4.3.4 NAVSTAR GPS

##### 4.3.4.1 Introdução

O "Navigation System with Time And Ranging - Global Positioning System" (NAVSTAR GPS) é um sistema de navegação de rádio baseado em satélites que fornecem informações precisas tridimensionais de posição, navegação e tempo, para usuários adequadamente equipados.

O NAVSTAR GPS foi desenvolvido pelo "United States Department of Defense". O programa GPS iniciou-se em 1973 com a reunião dos programas: "U.S. Navy's TIMATION Program" e o "U.S. Air Force's 621B Project". Esses dois programas citados acima, estabeleceram em meados de 1960, um sistema de navegação passiva usando medições de distâncias.

O GPS está revolucionando as técnicas de posicionamento. A possibilidade de visão simultânea e contínua de vários satélites permite o cancelamento de fontes de erros nas observações, resultando em um posicionamento relativo de grande precisão. O GPS foi inicialmente projetado como um sistema de navegação civil e militar, para posicionamento em tempo real.

##### 4.3.4.2 Sistema GPS

A idéia básica de navegação consiste na medida da denominada "pseudo-distância", entre o usuário e quatro satélites.

Quase todos os sistemas de posicionamento por satélite, fornecem as coordenadas do receptor num sistema de coordenadas geocêntricas.

Do ponto de vista geométrico são suficientes três medidas de distância para obter coordenadas. A quarta medida é necessária para derivar a compensação entre o sistema de tempo GPS e relógio do usuário. A diferença de sincronização, entre os relógios do satélite e do receptor, é a razão para o nome "pseudo-distância".

Para relacionar as coordenadas obtidas pelo GPS com o Datum local, é necessário determinar os parâmetros de transformação. Os fatores que influenciam a precisão final obtida com o GPS são: a precisão da medição e a geometria receptor-satélite; a técnica de processamento adotada; a precisão com a qual os efeitos da refração troposférica e ionosférica forem modeladas; a precisão das efemérides dos satélites.

O sistema GPS consiste de 3 segmentos. O segmento do espaço (segmento dos satélites), o segmento de controle e o segmento dos usuários.

#### 4.3.4.2.1 Segmento dos satélites

Quando o projeto GPS estiver completo (meados de 1990), o segmento dos satélites consistirá de uma constelação operacional de 24 satélites. Eles serão distribuídos em 6 planos orbitais, cada qual com 4 satélites, com inclinação de

54°44' em relação ao equador. Cada órbita é aproximadamente circular com uma altitude de 20.183 km. O correspondente período orbital é de 12 horas siderais, metade do período de rotação da Terra.

Essa constelação garante, no mínimo, 4 satélites sempre visíveis em qualquer lugar.

O sistema GPS transmite dois sinais com diversos componentes, todos baseados numa frequência fundamental  $F$  de 10,23 MHz. Duas ondas portadoras são geradas:

$L_1$  em  $154 \times F = 1575,42$  MHz ou aproximadamente 19,05 cm

$L_2$  em  $120 \times F = 1227,6$  MHz ou aproximadamente 24,45 cm

Os códigos  $P(F)$  e  $C/A (F/10)$ , que são "Pseudo Random Noise" (PRN), e uma mensagem de dados modulam as portadoras.

O código preciso ( $P$ ) é uma sequência binária falsamente aleatória, gerada por um algoritmo que se repete a cada 38 semanas. A cada satélite é atribuído um diferente segmento de 7 dias. O código de fácil acesso ( $C/A$  - "coarse access") também é uma sequência binária falsamente aleatória, porém com uma duração de apenas 1ms. A cada satélite é atribuído um diferente código  $C/A$ .

A mensagem de dados (ou código  $D$ ), é uma sequência não aleatória a 50 Bits/s e com duração de 30 s. é através desta mensagem que se obtém os elementos orbitais, a correção ao relógio do satélite, informações sobre os outros satélites do sistema GPS, etc.

Para os atuais satélites GPS protótipos, o código  $C/A$  modula apenas  $L_1$ . É quase certo que será negado aos civis o acesso ao código  $P$ , quando a constelação estiver completa.

O código C/A destina-se ao uso civil e permite medidas de distâncias com precisão da ordem de 10 m (posicionamento padrão).

O emprego do código P, permite medições com precisão da ordem de 1 m (posicionamento preciso).

Logo, o posicionamento através de código (método da pseudo-distância) mostra-se como um bom método para pré-posicionamento, já que o alto ruído existente nas observações de pseudo-distância não permitem às coordenadas resultantes o grau de exatidão hoje desejável em geodésia.

Devido ao comprimento das portadoras  $L_1$  e  $L_2$ , pode-se fazer a medição de fase com a precisão equivalente a 1 centésimo de onda.

Existem 3 tipos de modelo matemático para o cálculo de diferença de fase: simples diferença de fase, dupla diferença de fase e tripla diferença de fase.

O modelo para dupla diferença de fase é o mais eficaz, especialmente para bases inferiores a 50 km. Como em geodinâmica as bases são muito superiores a 50 km, são necessários tratamentos sofisticados nas correções dos erros sistemáticos provocados pela refração ionosférica e troposférica.

#### 4.3.4.2.2 Segmento de controle

A finalidade do sistema de controle é monitorar o comportamento ou a "saúde" dos satélites, determinar suas órbitas, o procedimento dos seus relógios atômicos e a injeção de mensagens nos satélites.

O sistema de controle consiste das estações monitoras de Diego Garcia, Ascension, Kwajalein e Hawaii. A principal estação de controle é a "Consolidated Space Operations Center at Colorado Springs" (CSOC) nos EUA. (fig.4.20)

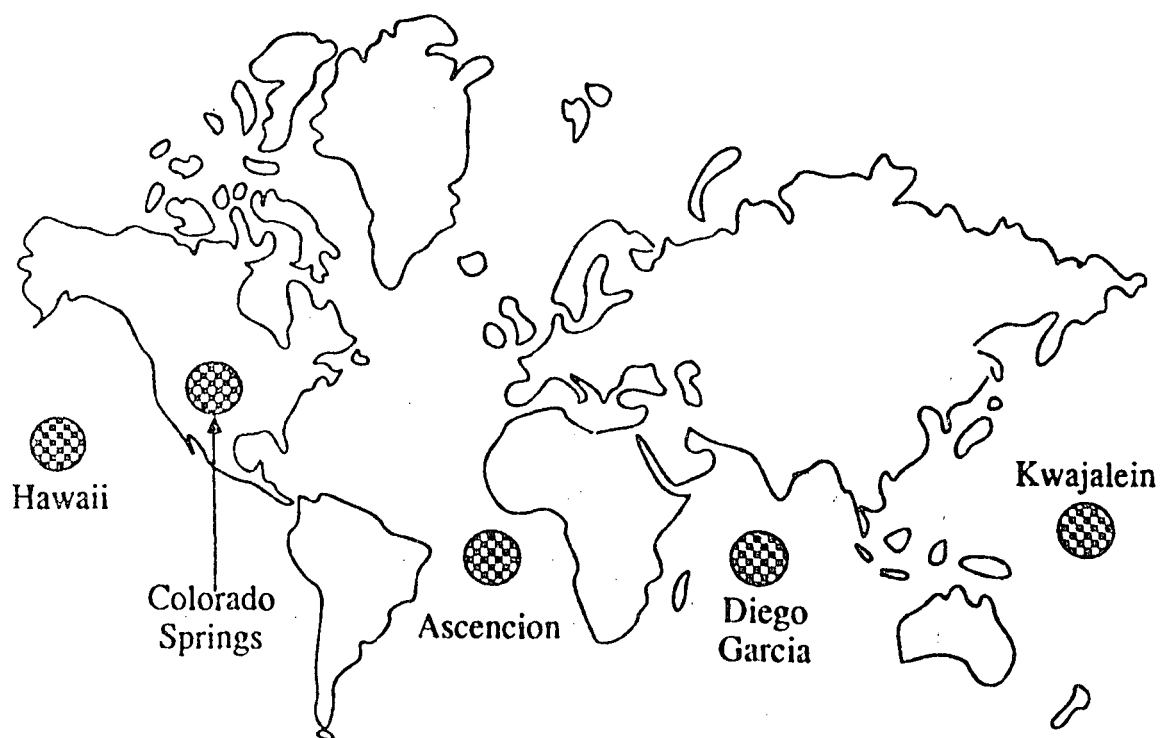


Fig.4.20: Situação das estações monitoras [64]

#### 4.3.4.2.3 Segmento do usuário

Este segmento inclui todos os tipos de rastreadores. O código C/A será disponível para uma grande variedade de usuá-

rios, contudo o "U.S. Department of Defense" (DoD) manterá no sistema GPS a capacidade técnica de degradá-lo em casos de "emergência nacional" [64].

O código P será restrito a aplicações de interesse de "estado". Por esse motivo, surgiram diferentes tipos de receptores, tais como: receptores que usam os dois códigos, que usam apenas o código C/A ou ainda aqueles que não necessitam do conhecimento dos códigos (CODELESS).

Os receptores que são capazes de gerar os códigos P e C/A obtêm todos os tipos de medidas possíveis do GPS.

O segmento do usuário consiste de todos os usuários militares ou civis.

#### 4.3.4.3 Satélites GPS

Três gerações de satélites GPS foram planejadas. São conhecidas como satélites "Block I", "Block II" e "Block III".

No "Block I" foram construídos e lançados 11 satélites, entre 1978 e 1985. Eles são os satélites protótipos usados presentemente. No "Block II" a construção de 28 satélites está quase completa. Desses serão lançados 21, cujos sinais irão começar a ser transmitidos na era operacional do GPS (os satélites pesam 845 kg e são construídos para operar 7,5 anos).

No "Block III" os satélites estão em estágio de projeto. Eles devem estar disponíveis para serem lançados no final de 1990, em substituição aos satélites do "Block II".

Algumas das funções básicas dos satélites são:

- a) receber e armazenar informações transmitidas pelo segmento de controle (operadores do sistema);
- b) manter a precisão do tempo por meio de vários osciladores (2 de césio e 2 de rubídio) carregados a bordo;
- c) transmitir informações para o usuário por meio de vários sinais;
- d) poder ser manobrado por meio de impulsos e controlado pelo segmento de controle.

As atividades dos satélites são controladas por baterias carregadas por painéis solares, que tem uma área de 7,25 m<sup>2</sup> (fig.4.21).

#### 4.3.4.4 Aplicações geodésicas

A alta precisão das medidas efetuadas com o GPS, somada a algoritmos apropriados de ajustamento, promovem uma adequada ferramenta em vários campos, tais como: levantamento cadastral, controle geodésico, monitoramento de deformações locais, globais, etc.

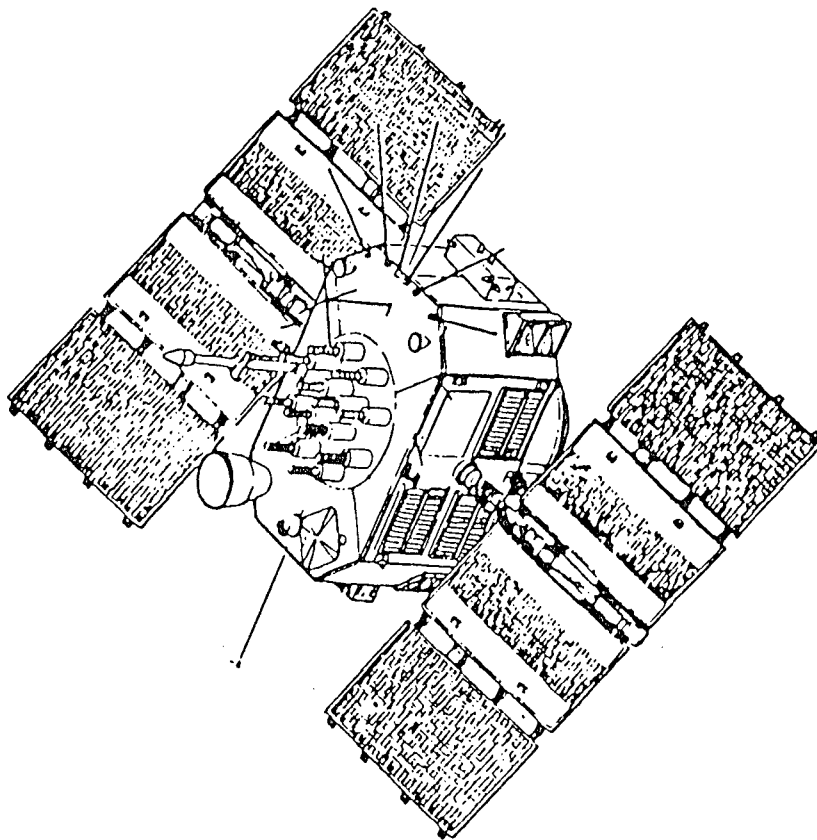


Fig.4.21: Satélite GPS 1641

## 4.4 Método Fotogramétrico

### 4.4.1 Introdução

A aplicação da aerotriangulação data de mais de 50 anos. Apesar de um alcance convencional de precisão média, o progresso na construção de modelos, dentro das últimas duas décadas, tem levado a fotogrametria para dentro do campo de determinação de pontos com alta precisão.

### 4.4.2 Evolução dos métodos

A evolução dos métodos fotogramétricos para determinação de pontos no campo, combinando refinados modelos com testes estatísticos, promovem um acréscimo de precisão na aerofotogrametria.

A aero-fotogrametria pode ser utilizada na detecção de movimentos recentes da crosta ou movimentos efetuados pelo homem influenciando áreas, isto é, em minas ou áreas de exploração de óleo ou gás.

O real progresso na precisão tem sido realizado primeiramente, pelo estudo e retirada dos erros sistemáticos, e posteriormente mudando o modelo para o ajustamento em blocos.

#### 4.5 Outros métodos

Os métodos geodésicos terrestres clássicos e extra-terrestres são denominados de métodos indiretos. Existem ainda, os métodos diretos que determinam medidas menores, tais como os inclinômetros (utilizados na determinação da inclinação do terreno) e extensômetros (utilizado em medições de pequenas variações no terreno).

Visto que as medidas diretas são mais interessantes em estudos ligados à geologia, fica aqui apenas esta observação sobre sua existência.

Existem ainda outros métodos úteis na determinação dos movimentos da crosta, tais como métodos geológicos, geomórficos, histórico-arqueológico, etc.

Por exemplo, o período dos movimentos seculares claramente excede àquele que as observações geodésicas precisas podem determinar. Dados histórico-arqueológicos mostram que na região do Pozzuoli (Itália) o período completo da oscilação crustal (soerguimento, subsidência e novo soerguimento) é cerca de 2.000 anos.

## 5 PROJETO DE DINÂMICA CRUSTAL DA NASA

### 5.1 Introdução

O "Crustal Dynamics Project" (CDP) da NASA, empregou os sistemas SLR e VLBI para medições dos movimentos crustais globais, regionais e parâmetros de rotação da Terra.

Durante 1984, o sistema SLR mediu 142 linhas de base entre estações, afim de determinar o movimento entre as placas Norte Americana, Pacífica, Sul Americana, Nazca, Australiana e Eurásia. Foram medidas 31 linhas de base para detectar deformações internas das mesmas placas, e 9 linhas de base para determinar deformações regionais na área da bordo oeste da placa Norte Americana.

Também, durante 1984, o sistema VLBI mediu 24 linhas de base para detectar o movimento entre as placas Norte Americana, Pacífica e Eurásia. Foram medidas 37 linhas de base afim de detectar deformações internas das mesmas placas, e 101 linhas de base para determinar deformações regionais na área da bordo oeste da placa Norte Americana.

Os planos futuros da NASA são de continuar essas medições até o final de 1990 e então, iniciar uma ligação entre o CDP e a campanha de medições SLR européia, afim de detectar deformações regionais na área do mediterrâneo.

## 5.2 O "Crustal Dynamics Project"

A distribuição global dos grandes terremotos, mostra que eles acontecem ao longo dos bordos das placas tectônicas (fig.5.1). O movimento relativo entre placas, causa sérias deformações nas áreas limites destas, o que resulta em terremotos.

A medição do movimento relativo das placas e deformações crustais ao longo das suas áreas limítrofes, contribui significativamente para o entendimento do processo de formação de terremotos.

Medições diretas do movimento das placas e deformações crustais, requerem sistemas geodésicos capazes de medir longas linhas de base (100 - 1.000 km), sobre qualquer terreno com alta precisão ( $10^{-8}$ ).

A NASA tem empregado duas técnicas geodésicas espaciais: SLR e VLBI. Esses dois sistemas tem a capacidade necessária para medir movimento de placas, deformações crustais e pequenas mudanças nos parâmetros de rotação da Terra.

O programa federal coordenado para a aplicação dessa tecnologia espacial, na pesquisa da dinâmica crustal e terremotos, foi estabelecido em 1979. Os agentes participantes são a NASA, "National Oceanic and Atmospheric Administration" (NOAA), "United States Geological Survey" (USGS), "National Science Foundation" (NSF) e "Defense Mapping Agency" (DMA) 1131.

A NASA tem a direção do desenvolvimento da tecnologia e a fase inicial da implantação das estações SLR e VLBI, para o estudo da dinâmica crustal.

O "National Geodetic Survey" (NGS), órgão do NOAA, opera com a rede VLBI "Polar Motion Analysis by Radio Interferometric Systems" (Polaris), nas medições do movimento do pólo e rotação da Terra.

O NGS também opera com o sistema VLBI móvel para trabalhos geodésicos de alta precisão na América do Norte. O USGS e NSF tem como responsabilidade principal, pesquisar e investigar terremotos. O interesse na utilização de geodésia espacial é obter novas e significativas medições, relevantes ao processo de formação de terremotos.

O DMA tem a responsabilidade de efetuar trabalhos geodésicos de alta precisão e mapeamento.

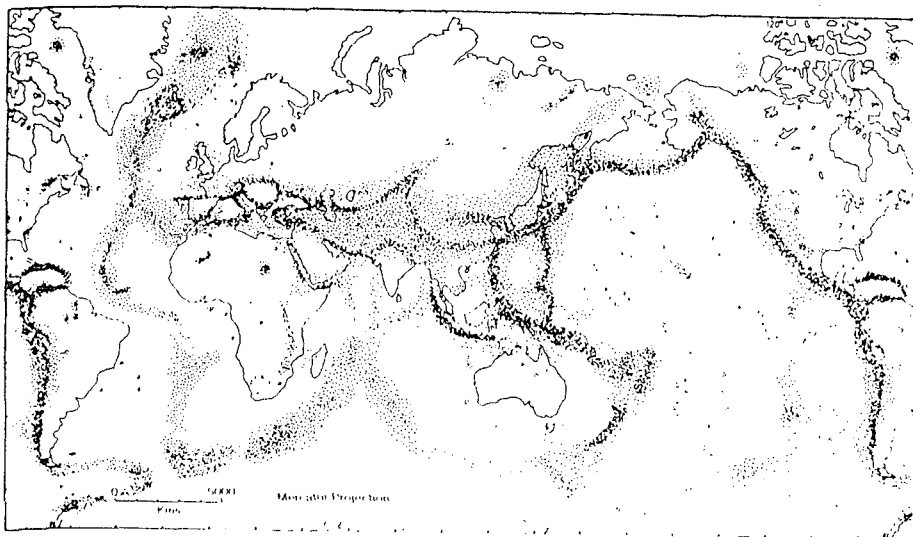


Fig.5.1: Distribuição dos terremotos 1451

Com o desenvolvimento do SLR e do VLBI, esses métodos demonstram ter capacidade de obter alta precisão em medições geodésicas, por conseguinte, a NASA estabeleceu o CDP para aplicação dessas técnicas espaciais no estudo da dinâmica do movimento da Terra.

### 5.3 Objetivos do CDP

Como objetivo científico, a finalidade é aprimorar conhecimentos e compreensão da:

- a) deformação regional e tensão acumulada relatada por grandes terremotos nas regiões limítrofes das placas, região oeste da América do Norte;
- b) movimentos contemporâneos relativos nas placas Norte Americana, Pacífica, Sul Americana, Nazca, Eurásia e Australiana;
- c) deformações internas de placas continentais e placas litosféricas oceânicas, com particular ênfase na placa Norte Americana e Pacífica;
- d) dinâmica rotacional da Terra e sua possível correlação com terremotos, movimento de placas e outros fenômenos geofísicos;
- e) deformação regional em outras áreas de alta atividade sísmica.

A realização desses objetivos requer medidas em escala global, regional e local. As medidas em escala global e continental tem objetivo de detectar o movimento entre as placas tectônicas e a deformação no interior destas.

As medidas em escala regional tem por objetivo a previsão de longo alcance de terremotos, através da determinação de deformações em distâncias regionais, junto a limites de placas. As medidas em escala local (20 a 100 km) são as que mais provavelmente darão contribuição direta a predição do instante, local e intensidade de um terremoto. Elas objetivam acompanhar deformações locais da crosta e taxa de deformação em regiões sismicamente ativas. Nesta escala, os levantamentos terrestres em regiões localizadas, seriam complementados por sistemas altamente portáteis.

O movimento do pólo e variações da rotação da Terra são determinados a partir de medições diárias, em um conjunto global de estações localizadas em locais estáveis.

#### 5.4 Precisão atingida pelo CDP

A média dos movimentos é determinada a partir de mudanças no vetor da linha de base. A precisão  $\sigma_v$ , com a qual a velocidade relativa entre dois pontos pode ser determinada, é calculada a partir de uma série de medições em intervalos de tempo uniformes. Depende da precisão das medições da linha de base  $\sigma_R$ , do tempo entre a primeira e a última medição  $T$ , e o intervalo de tempo entre cada medição  $\Delta t$ .

Se pequenas variações de erros sistemáticos são negligenciados, a incerteza da velocidade é dada por (131):

$$\sigma_v = \frac{\sigma_R}{T} \left\{ \frac{12T/\Delta t}{(1 + T/\Delta t)(2 + T/\Delta t)} \right\}^{1/2} \quad (5.1)$$

A precisão geodésica dos sistemas VLBI e SLR,  $\sigma_R$ , está em torno de 3 cm ou menos. Dessa maneira, para uma série de medições efetuadas por 5 anos ( $T=5$ ), a ordem de uma medição por ano ( $\Delta t=1$ ), a incerteza da velocidade deve ser reduzida para 0,7 cm/ano. Para medições mensais, em vez de anuais, a incerteza da velocidade deve ser de 0,3 cm/ano.

São esperadas velocidades de deformação regional ao longo das bordas das placas Norte Americana e Pacífica de 0 a 6 cm/ano. Movimento relativo de placas com velocidade de 0 a 18 cm/ano na placa Pacífica. Dessa maneira, a precisão obtida a partir de medições de um conjunto de estações por 5 anos, com os sistemas VLBI e SLR, são suficientes para medições significativas de movimentos da crosta.

Altas precisões são obtidas com o incremento da frequência de medições e/ou aumento do intervalo de tempo para mais do que 5 anos. Similarmente, se um espaço de tempo menor que 5 anos for necessário, um incremento na frequência de medições pode compensar essa diminuição do tempo.

### 5.5 Rede de estações SLR e VLBI do CDP

O CDP implantou em 1979 uma rede global de estações fixas e móveis SLR e VLBI, para realizar objetivos científicos. Para o SLR são utilizadas as unidades móveis "Móblas Laser" (MOBLAS), "Transportable Laser Ranging Station" (TLRS), "Modular Transportable Laser Ranging Station" (MLRS).

Para o VLBI são utilizados o sistema "Astronomical Radio Interferometry Earth Surveying" (ARIES), o sistema Polaris e os sistemas em desenvolvimento que utilizam sinais dos satélites GPS.

A tabela (tab.5.1) lista as estações fixas em operação até o final de 1984. A rede consiste de estações operadas pelo CDP, e estações controladas por outros grupos, sob autorização da NASA [13].

A implantação e operação dessa rede requer a participação e cooperação de um grande número de organizações, tanto nos EUA quanto em outros países de todo mundo.

Dezoito instituições dos Estados Unidos da América e 23 instituições estrangeiras são participantes na aquisição, processamento e distribuição de dados.

Tab.5.1: Estações fixas da rede CDP 1131

Localização	Sistema	Rede CDP	Status
<b>América do Norte</b>			
Greenbelt, Maryland	SLR/MOB.7	s	operando
Platteville, Colorado	SLR/MOB.2	s	f 10/84
Quincy, Califórnia	SLR/MOB.8	s	operando
Monument Peak, Calif.	SLR/MOB.4	s	operando
Mazatlan, México	SLR/MOB.6	s	idem
Ft. Davis, Texas	SLR/MLRS	s	idem
Ft. Davis, Texas	VLBI/POLARIS	s	idem
Mojave, Califórnia	VLBI	s	idem
Owens Valley, Calif.	VLBI	s	idem
Vandenberg AFB, Calif.	VLBI/MV-1	s	idem
Hat Creek, Calif.	VLBI	s	idem
Westford, Mass.	VLBI/POLARIS	n	idem
Westford, Mass.	VLBI	s	idem
Richmond, Flórida	VLBI/POLARIS	n	idem
Maryland Pt., MD	VLBI	n	idem
Fairbanks, Alasca	VLBI	s	idem
Algonquin, Canadá	VLBI/MV-1	s	idem
<b>Pacífico</b>			
Mt. Haleakala, Havaí	SLR/LUNAR	s	idem
Huahine Is., Polinésia	SLR/MOB.1	s	idem
Kauai, Havaí	VLBI	s	idem

Kwajalein Atoll	VLBI	s	idem
América do Sul			
Arequipa, Peru	SLR	s	idem
Santiago, Chile	VLBI	s	desenv.
São Paulo, Brasil	VLBI	s	desenv.
Nazca			
Easter Island	SLR/TLRS-2	s	operando
Austrália			
Yarragadee	SLR/MOB.5	s	idem
Orroral Valley	SLR/TLRS	s	idem
Eucásia			
Simosato, Japão	SLR	n	idem
Kashima, Japão	VLBI	n	idem
Shanghai, China	SLR	n	idem
Wettzel, Alemanha Oc.	SLR	n	idem
Wettzel, Alemanha Oc.	VLBI	n	idem
Kootwijk, Holanda	SLR	n	idem
Matera, Itália	SLR	s	idem
Matera, Itália	VLBI	n	desenv.
Grasse, França	SLR/LUNAR	n	operando
Graz, Austria	SLR	n	idem
Herstmonceux, Inglaterra	SLR	n	idem
Zimmerwald, Suíça	SLR	n	idem
Dionysos, Grécia	SLR	n	idem
Onsala, Suécia	VLBI	n	idem
Bonn, Alemanha Oc.	VLBI	n	idem

Bologna, Itália	VLBI	n	desenv.
Arábia			
Jerusalém, Israel	SLR	s	desenv.

---

A filosofia básica para a implantação da rede foi estabelecer, onde possível, ao menos 3 estações em partes estáveis de cada placa para medições de movimentos relativos da placa e deformações internas da mesma.

Estas mesmas estações, também servem de estações base (estações de referência), para medições de estações móveis que ocupam posições nas regiões de deformação ao longo das bordas ativas das placas.

As estações SLR formam uma boa configuração para determinação da órbita do LAGEOS e para determinação, com alta precisão, do movimento polar e mudanças na rotação terrestre.

Estações SLR com capacidade lunar, também formam, uma boa configuração para determinação do movimento polar e mudanças na rotação terrestre.

Similarmente, estações fixas VLBI, operando na América do Norte e Europa, confirmam a boa configuração da rede nas medições de movimento polar e rotação terrestre.

Um teste dessas técnicas em medições com alta precisão do movimento do pólo e rotação da Terra, foi proposto pelo projeto internacional "Monitor Earth Rotation and Intercompare the Techniques" (MERIT), efetuado pelo IAU/IUGG 1631, durante o período de 1 de setembro de 1983 até 31 de outubro de 1984.

A tabela (tab.5.2) lista a localização das posições escolhidas para medições com sistemas altamente móveis.

Tab.5.2: Estações altamente móveis da rede CDP 1131.

Localização	Estações Móveis	Estações Fixas
<u>Estados Unidos da América</u>		
Black Butte, Califórnia	VLBI/SLR	
Deadman Lake, Califórnia	VLBI	
Fort Ord, Califórnia	VLBI	
Pasadena, Califórnia	VLBI	
La Jolla, Califórnia	VLBI	
Mammoth Lakes, Califórnia	VLBI	
Monument Peak, Califórnia	VLBI	SLR
Mojave Desert, Califórnia	SLR	VLBI
Ocotillo, Califórnia	VLBI	
Otay Mountain, Califórnia	SLR	
Owens Valley, Califórnia	SLR	VLBI
Pinyon Flats, Califórnia	VLBI	
Pear Blossom, Califórnia	VLBI	
The Presidio, Califórnia	VLBI	
Point Reyes, Califórnia	VLBI	
Palos Verdes, Califórnia	VLBI	
Quincy, Califórnia	VLBI	SLR
Santa Paula, Califórnia	VLBI	
Kodiak, Alasca	VLBI	
Nome, Alasca	VLBI	
Sand Point, Alasca	VLBI	
Sourdough, Alasca	VLBI	

Cape Yakataga, Alasca	VLBI	
Flagstaff, Arizona	VLBI, SLR	
Yuma, Arizona	VLBI, SLR	
Platteville, Colorado	VLBI	SLR
Greenbelt, Maryland	SLR	SLR
Westford, Massachusetts	SLR	VLBI
Ely, Nevada	VLBI	
Bear Lake, Utah	SLR	
Vernal, Utah	VLBI	
Canadá		
Penticton	VLBI	
Whitehorse	VLBI	
Yellowknife	VLBI	
México		
Ensenada	SLR	
Cabo San Lucas	SLR	
Socorro Island	SLR	
Chile		
Cerro Tololo	SLR	
Iquique	SLR	
Santiago	SLR	VLBI

---

A proposta de se duplicar medições em algumas linhas utilizando os sistemas SLR e VLBI, tem a finalidade de verificar erros sistemáticos nos dois sistemas. A precisão resultante das medições da linha de base depende do nível dos erros sistemáticos. Já que os sistemas SLR e VLBI tem diferentes fontes de

erros a comparação direta da mesma linha de base é um bom método para descobrir esses erros.

## 5.6 Movimentos recentes e planos futuros

O mapa do oeste dos EUA (fig.5.2), mostra as bases medidas em 1984 com o sistema VLBI, afim de detectar deformações regionais e verificar a estabilidade da placa. Para se conseguir a rigidez geométrica e superabundância de informações, são efetuadas medições com grupos de estações. O número mínimo em um grupo são de 3 estações, mas geralmente, 4 ou mais estações são utilizadas.

Existem 5 estações base localizadas ao longo da área da falha de San Andreas, e duas estações altamente móveis VLBI (MV-2 e MV-3), que ocupam algumas posições fora da área da falha.

As medições são feitas pelo MV-2 e MV-3, que trabalham com 2 a 4 estações base, o que resulta em 6 a 15 determinações de linhas de base. Muitas posições móveis são ocupadas uma vez ao ano, mais algumas posições em regiões ativas, são reocupadas várias vezes ao ano.

As linhas de base entre as estações base são medidas frequentemente, como consequência, suas posições são determinadas com grande precisão. Logo, essas estações determinam pontos de referência, aos quais todas as medidas são vinculadas.

O mapa do oeste dos EUA e México (fig.5.3), mostra as linhas de base medidas em 1984 com o sistema SLR.

Dois sistemas altamente transportáveis, TLR5-1 e TLR5-2, ocuparam as posições móveis mostradas e trabalharam com 5 estações base, sendo 4 delas no oeste, e uma no leste.

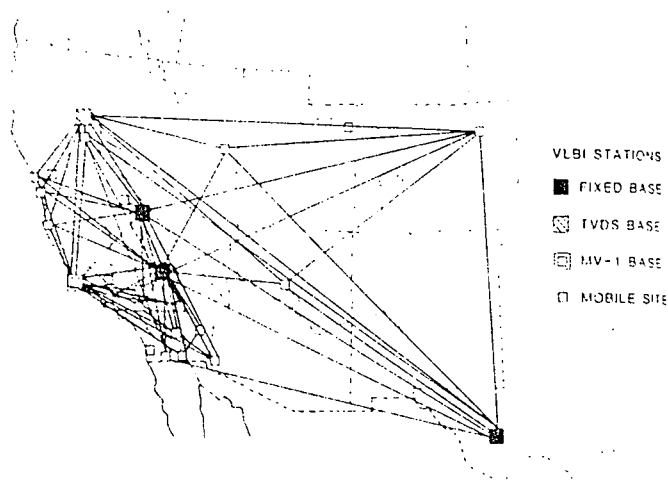


Fig.5.2: Medições de linhas de base efetuadas em 1984 com o sistema VLBI, para detectar deformações e verificar a estabilidade da placa no oeste dos EUA (131).

A rede SLR (fig. 5.4), promove dados para determinar a precisão da órbita dos satélites refletoras e da Lua. A rede global SLR foi elaborada de maneira a possibilitar as medições do movimento entre as placas Norte Americana, Pacífica, Nazca, Sul Americana e Australiana. E também, para comparar medições do movimento, com a rede VLBI, entre as placas Norte Americana, Pacífica e Eurásia.

A maioria das estações SLR, da rede global, são fixas. As exceções são as estações móveis Easter Island, Santiago e Cerro Tololo (Chile), que são ocupados pelo sistema TLRS para medições dos movimentos das placas Sul Americana, Nazca e Pacífica.

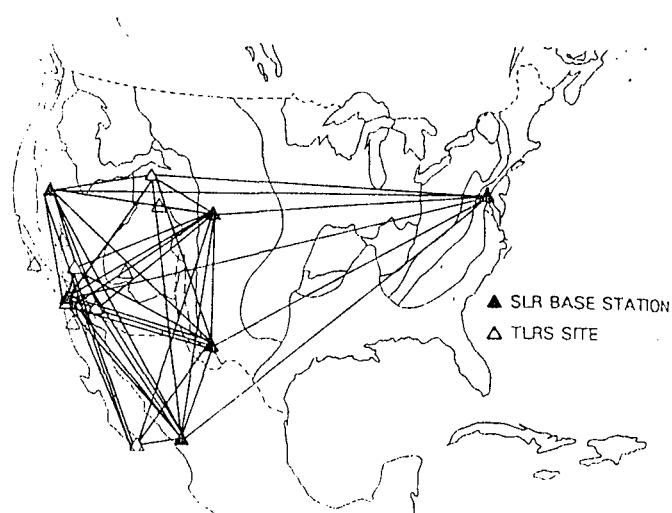
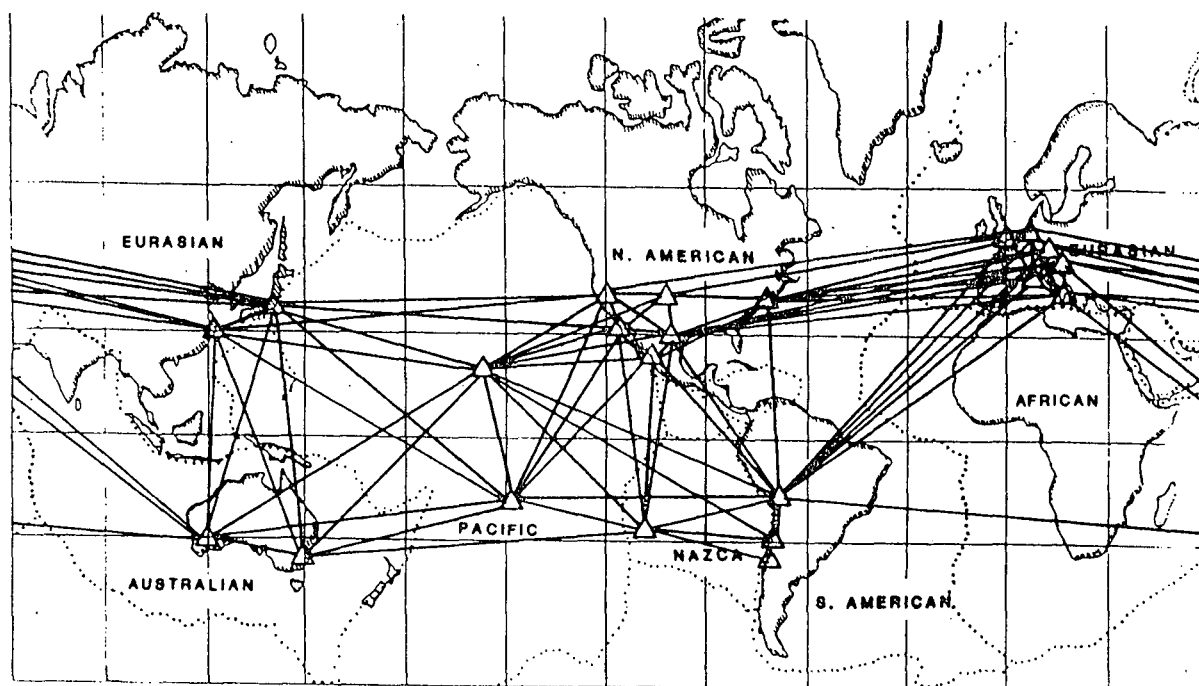


Fig.5.3: Medições de linhas de base efetuadas em 1984 com o sistema SLR, afim de detectar deformações regionais e verificar a estabilidade da placa no oeste dos EUA e México (131).

A construção da rede CDP de estações fixas e móveis dos sistemas SLR e VLBI, foi construída com o passar dos anos (tab.5.3 e 5.4).

Essas tabelas mostram os números de medições feitas nas linhas de base com os sistemas SLR e VLBI, respectivamente, nos anos 1982, 1983 e 1984 para o movimento global das placas, estabilidade de placas e deformações regionais.

As estações fixas e móveis nas placas Norte Americana e Pacífica já foram todas implantadas. Estações VLBI serão instaladas em Matera (Itália), e Madri (Espanha). Novas estações SLR e VLBI entram em operação no Japão neste ano (1988). A China começou a operar com estações SLR e está em negociações com o CDP, para implantação de estações VLBI.



$\Delta$  SLR SITE

Fig.5.4: Medições de linhas de base efetuadas em 1984 com a rede global de estações SLR, afim de detectar o movimento e estabilidade de placas, e ainda o movimento do pólo [13].

Na placa de Nazca, além da estação SLR já existente, uma segunda na Ilha de San Felix está sendo planejada. Modificações na antena do sistema VLBI, na América do Sul (Brasil), tem sido adiada, devido a restrições nas verbas.

Existe um projeto de medições, iniciado em 1986, na área do Mediterrâneo, que é organizado por um consórcio de instituições de várias nações. O projeto é realizado pelo "Working Group of European Geoscientist for the Establishment of Network for Earthquake Research" (WEGENER) [13], em cooperação com o CDP. O plano geral usa estações SLR do CDP e estações européias.

PLATE MOTION	No. of Measurements (No. of Baselines)		
	1982	1983	1984(est)
North America - Pacific	39( 8)	46(15)	69(15)
" " - Nazca	---	5( 5)	5( 5)
" " - Australia	22( 4)	19( 5)	31(10)
" " - Eurasia	19( 8)	25(25)	60(30)
" " - South America	20( 4)	21( 5)	31(10)
Pacific - Nazca	---	3( 3)	3( 3)
" - Australia	14( 2)	11( 3)	20( 6)
" - Eurasia	10( 4)	15(15)	36(18)
" - South America	11( 2)	16( 3)	21( 6)
Nazca - Australia	---	1( 1)	2( 2)
" - Eurasia	---	5( 5)	6( 6)
" - South America	---	1( 1)	3( 3)
Australia - Eurasia	5( 2)	5( 5)	18(12)
" - South America	7( 1)	5( 1)	10( 2)
Eurasia - South America	5( 2)	5( 5)	18(12)
	154(37)	182(97)	311(142)
PLATE STABILITY			
North America	21( 6)	29(10)	43(10)
Pacific	6( 1)	8( 3)	13( 3)
Australia	---	---	1( 1)
Eurasia	2( 1)	10(10)	30(15)
South America	---	---	2( 2)
	29( 8)	47(23)	89(31)
REGIONAL DEFORMATION			
Western North America	31(10)	51(29)	49( 9)

Tab.5.3: Estações SLR - medições de linhas de base para detectar movimento e estabilidade de placas, deformações regionais em 1982, 1983 e 1984 [13].

	No. of Measurements (No. of Baselines)		
	1982	1983	1984(est)
<b>PLATE MOTION</b>			
North America - Pacific	---	---	48( 9)
" " - Eurasia	31( 5)	35( 7)	216(13)
Pacific - Eurasia	---	---	4( 2)
	31( 5)	35( 7)	268(24)
<b>PLATE STABILITY</b>			
North America	80( 9)	129(14)	265(31)
Pacific	---	---	8( 3)
Eurasia	---	5( 3)	16( 3)
	80( 9)	134(17)	289(37)
<b>REGIONAL DEFORMATION</b>			
California	27(13)	134(63)	127(66)
W. United States	---	30( 9)	52(18)
Alaska	---	---	24(17)
	27(13)	164(72)	203(101)

Tab.5.4: Estações VLBI - medições de linhas de base para detectar movimento e estabilidade de placas, deformações regionais em 1982, 1983 e 1984 [13].

## 6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 6.1 Conclusões

Independente das marés terrestres, cujo estudo não cabe neste trabalho, os movimentos tectônicos imprimem mudanças nas coordenadas geodésicas de um ponto, antes consideradas constantes, e que agora devem ser encaradas como uma função do tempo.

Não se pode assumir que movimentos e deformações sejam, somente restritos a segmentos particulares, especialmente móveis da crosta, fora dos quais reina estabilidade. No presente, bem como no passado geológico, o soerguimento e a subsidência (movimentos epirogenéticos) existem lado a lado.

O futuro dos métodos expostos, aplicados a problemas de geodinâmica, parece assegurado, já que o avanço e a disponibilidade de técnicas de posicionamento geodésico precisas, não permitem ao geodesta desprezar movimentos e deformações da crosta da ordem de alguns centímetros por ano.

Logo, fica clara a necessidade da conscientização das entidades geodésicas e geofísicas em considerar o monitoramento periódicos desses movimentos, como uma operação fundamental em seus trabalhos.

O monitoramento de áreas instáveis no Brasil utilizando-se geodésia celeste, seria de grande interesse, principalmente, no conhecimento do comportamento tectônico de uma grande parte da placa Sul Americana. O bom desempenho já conseguido e o crescente desenvolvimento de sistemas altamente transportáveis e portáteis, deveriam se constituir em uma ferramenta eficaz em nosso país, que possui extensas regiões em que o levantamento geodésico convencional é difícil.

## 6.2 Recomendações a nível de Brasil

- Usar as redes geodésicas primárias de triangulação e nivelamento, como sistema de referência para estudos regionais de deformação da crosta.

- Estabelecimento de estações GPS em áreas apontadas como instáveis, e reocupação periódica.

- Estabelecimento de redes gravimétricas (relativas e absolutas) de precisão, em regiões aparentemente instáveis, e repetição periódica das medidas.

- Outra sugestão, para efetuar-se um monitoramento em escalas regional e local no Brasil, seria a utilização do rádio telescópio existente em Itapetinga (São Paulo) operado pelo IN-PE (Instituto de Pesquisas Espaciais). Este equipamento possui uma antena de 14 m e é equipado com o sistema Mark II. O rádio telescópio seria utilizado como estação-base, e outros sistemas móveis percorreriam a área a ser monitorada dentro do país, isto em âmbito doméstico. Em âmbito internacional, o Brasil poderia co-participar, efetivamente, do programa de Geodinâmica da NASA em escala global.

Para que isto seja possível, são necessárias algumas modificações no rádio telescópio, tais como: a mudança do sistema Mark II para o sistema Mark III, a adaptação de um padrão de frequência do tipo maser de hidrogênio e de uma antena maior.

## APÊNDICE A

## A RECONSTITUIÇÃO DO PANGEA

A reconstituição do Pangea é embasada com precisão cartográfica, onde o continente inicial é representado sobre a esfera terrestre em coordenadas absolutas e a evolução é acompanhada em mapas mostrando as rupturas e os movimentos abrangendo quatro grandes períodos geológicos: o Triássico, o Jurássico, o Cretáceo e o Cenozóico.

A metodologia utilizada nessa reconstituição, consiste na associação do mecanismo da Deriva Continental, Tectônica de Placas e expansão do fundo oceânico.

A Terra tem uma capa rugosa mais externa, a litosfera, com cerca de 100 km de espessura. Presumivelmente a litosfera quebrou-se em um determinado número de placas que se separaram em resposta às forças geradas na astenosfera (capa externa do manto superior que está abaixo da litosfera).

O principal movimento de uma placa é o arrastamento. Supõe-se que as placas são mais frias e mais pesadas em seu bordo de frente, adjacente à fossa oceânica, e assim, podem submergir pelas zonas de subdução, em direção ao manto. Assim são formadas as profundas fossas, como as do Oceano Pacífico. Como resultado, uma sutura com material basáltico fundido escapa pelo bordo oposto à subdução (dorsal meso-oceânica). Esse conjunto de subdução continental e aparecimento de fundo oceâ-

nico caracteriza a expansão do fundo oceânico. A razão do crescimento deste fundo é variada.

O descobrimento do sistema de dorsais meso-oceânicas com mais de 40.000 km de extensão, encontrada em todos os oceanos do mundo, foi uma importante abertura para o estabelecimento da hipótese da expansão do fundo oceânico. Com os estudos, verificou-se que a dorsal tem uma depressão axial por onde os materiais basálticos estão sendo continuamente injetados.

A maioria dos continentes conservam as formas e tamanhos desde a desagregação do Pangea.

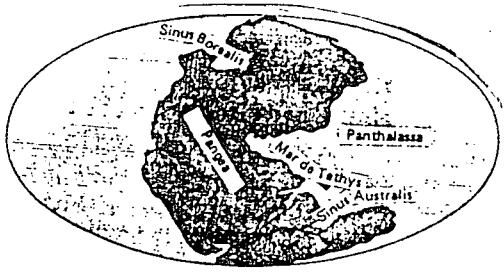
A união da América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártida perfazem o super-contidente de GONDWANA, mas não se sabe qual era a sua posição exata. Dificuldades foram encontradas para ajustar a América do Norte à costa Africana. As áreas que não se encaixam levantam a possibilidade que estes continentes nunca estiveram unidos. Com esta suposição, o que se presume é a inviabilidade do Pangea e aceitação de dois super-continentes desconectados: a LAURÁRIA e o GONDWANA.

A área do antigo Pangea era de aproximadamente 200.000.000 km<sup>2</sup>. A ruptura do Pangea, que iniciou a deriva de seus fragmentos, ocorreu a 200 m.a., idade relativamente recente em relação aos parâmetros geológicos.

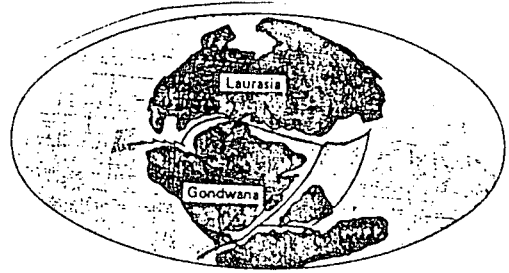
No momento da ruptura começou a injeção de rochas basálticas ao longo das margens continentais. No final do período Triássico, há 180 m.a., a Laurásia separava-se do Gondwana. A Índia também se separava do Gondwana e como consequência disto, começava a separação dos conjuntos África-América do Sul e Austrália-Antártida.

A 335 m.a. (final do Jurássico), o Atlântico Norte e o oceano Índico adquiriram os aspectos atuais, o Atlântico Sul se ampliava cada vez mais e a placa da Índia continuava rumo norte. Uma nova sutura separava Madagascar da África. O mar Mediterrâneo começa a se delinear. A Austrália permanece unida à Antártida. O aparecimento de uma grande fossa de direção norte/sul, na costa oeste das Américas caracterizava o início do Andes.

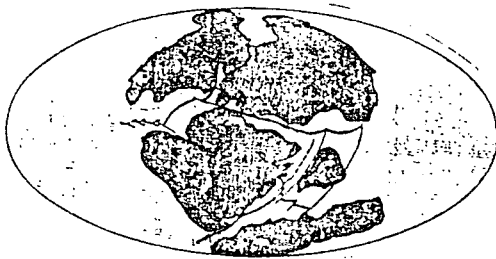
Nos últimos 65 m.a., os continentes foram transladados pelas placas até a posição em que hoje se encontram. A Groenlândia separa-se da Europa, as Américas unem-se através do Istmo do Panamá, formado por vulcanismo devido ao arqueamento da superfície do manto terrestre. A Índia chega à costa meridional Asiática, formando os Himalaias. A Austrália separa-se da Antártica e inicia sua marcha para onde situa-se atualmente. Extrapolando os movimentos das placas, sugere-se que daqui a 50 m.a. o seguinte ocorra: a Antártida permanecerá essencialmente fixa. O Atlântico Sul e o Índico continuarão expandindo. A Austrália continuará indo para norte e começara a chocar-se contra a placa Euroasiática. A porção oriental da África se separará. Novas terras se criarão no Caribe. Parte da Califórnia se separará da América do Norte pela falha de San Andrea.



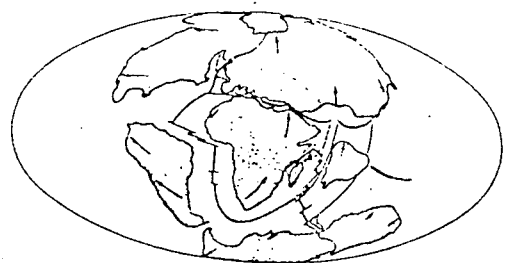
200 m.a. atrás



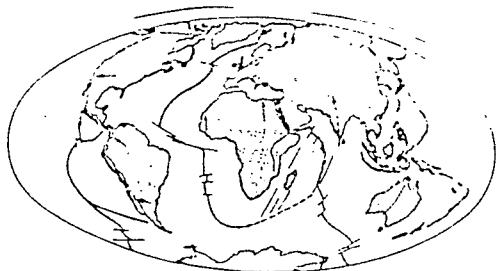
180 m.a. atrás



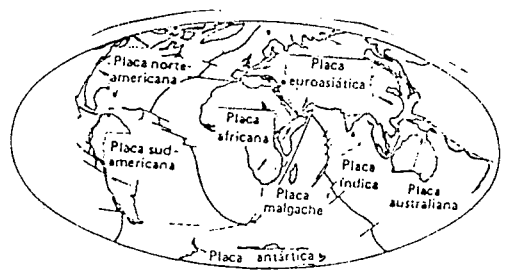
135 m.a. atrás



65 m.a. atrás



época atual



daqui a 50 m.a.

## APÊNDICE B

## TEMPOS GEOLÓGICOS

Eras	Períodos	épocas	Escala (m.a.)
Cenozóica	Quaternário	holoceno/ Pleistoceno	0 a 0,6
		Terciário	Plioceno
	Mioceno		12 a 28
	Oligoceno		28 a 40
	Eoceno		40 a 60
		Paleoceno	60 a 75
Mesozóica	Cretáceo		75 a 145
	Jurássico		145 a 185
	Triássico		185 a 220
Paleozóica	Permiano		220 a 280
	Carbonífero	Superior	280 a 315
		Inferior	315 a 345
	Devoniano		345 a 395
	Siluriano		395 a 440
	Ordoviciano		440 a 500
	Cambriano		500 a 570
Proterozóica		Superior	570 a 1100
		Médio	1100 a 1800
		Inferior	1800 a 2500
Arqueana		Superior	2500 a 3300
		Inferior	3300 ao
			início da Terra ± 5 bilhões de anos

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRFICAS

- 1 11 AARDOOM, L. Earth rotation and polar motion from laser ranging to the moon and artificial satellites. *Reports of the Department of Geodetic Science*. 280. October 1978.
- 1 21 ABIB,, O.A. *Geodésia geométrica e por satélites*. Rio de Janeiro, s.ed., 1981. 160p.
- 1 31 ADELMAN, A. Precision laser tracking for global tectonics. *J. British Interplanetary Soc.*, 32: 65-69. 1984.
- 1 41 AZHKENAZI, V. et alii. *Satellite doppler positioning*. Nottingham, Universidade of Nottingham, Department of Civil Engineering, 1983. 48p.
- 1 51 BAARDA, W. Difficulties in establishing a model for testing crustal movements. In.: NATIONAL SYMPOSIUM ON GEODYNAMICS, april 3-4, 1975. *Proceedings ...Amsterdam, North-Holland, 1975. p.45-51.*
- 1 61 BARRON, E.J. & HARRISON, C.G.A. An analysis of past plate motions: the south atlantic and indian oceans. In.: DAVIES, P.A. & RUNCORN, S.K. *Mechanism of continental drift and plate tectonics*. London, Academic Press, 1980. p.89-109.
- 1 71 BENDER, P.L. et alii. Possible high-mobility Lageos ranging station. In.: NATIONAL SYMPOSIUM ON GEODYNAMICS, Amsterdam, april 3-4, 1975. *Proceeding ...Amsterdam, North-Holland, 1975. p.69-74.*
- 1 81 BOMFORD, G. *Geodesy*. London, Oxford University Press, 1980. 828p.
- 1 91 BURKE, B.F. Long baseline interferometry. *Physics Today*, 22 (7): 54-63, 1969.
- 1101 CAMPOS, M.A. *Controle da rede geodésica brasileira por meio de satélites do sistema NNSS*. Curitiba, 1987. 118 p. Tese, doutorado, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná.
- 1111 CHRISTODOULIDIS, D.C. et alii. Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B11): 9249-63. September 1985.
- 1121 CLARK, S.P. *Estrutura da Terra*. s.l., Edgar Blucher, 1973.
- 1131 COATES, R.J. Space-age geodesy: the NASA crustal dynamics project. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE23 (4): 360-8. July 1985.

- 1141 COHEN, S.C. & SMITH, D.E. Lageos scientific results: introduction. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B11): 9217-20. September 1985.
- 1151 CONDIE, K.C. *Plate tectonics and crustal evolution*. New York, Pergamon Press, 1976. 288p.
- 1161 COULOMB, J. *Sea floor spreading and continental drift*. Holland, D.Reidel, 1972. 175p.
- 1171 DRAGOMIR, V. et alii. *Theory of the earth's shape*. Amsterdam, Elsevier, 1982. 629p.
- 1181 FAJEMIROKUM, F.A. Applications of laser ranging and VLBI observations for selenodetic control. *Q.S.U. Report*, 152, Columbus. 1971.
- 1191 FALLER, J.E. et alii. The jila portable absolute gravity apparatus. *Bull. Int. Bur. Geavim. Int.*, 53: 87-97. 1983.
- 1201 GARLAND, G.D. Possible rates of relative continental motion. In.: DAVIS, P.A. & RUNCORN, S.K. *Mechanism of continental drift and plate tectonics*. London, Academic Press 1980.
- 1211 GEMAEL, C. *Determinação da gravidade em geodésia*. Curitiba, Universidade Federal do Paraná, 1985.
- 1221 \_\_\_\_\_. *Introdução à geodésia celeste*. Curitiba, Universidade Federal do Paraná, 1975. 2v.
- 1231 \_\_\_\_\_. *Geodésia física*. Curitiba, Universidade Federal do Paraná, 1978.
- 1241 \_\_\_\_\_. *Introdução à geodésia celeste 3ª parte: Miscelânea*. Curitiba, Universidade Federal do Paraná, 1975.
- 1251 \_\_\_\_\_. *Mapas terrestres: aplicações geodésicas*. Curitiba, Universidade Federal do Paraná, 1986. 1v. p. irr.
- 1261 GIRDLER, R.W. The mechanisms of continental drift and plate tectonics: some boundary conditions from surface phenomena. In.: DAVIES, P.A. & RUNCORN, S.K. *Mechanism of continental drift and plate tectonics*. London, Academic Press 1980. p.1-15.
- 1271 GRIMM, A.M. *VLBI como instrumento da geodésia e geofísica*. Curitiba, 1982. 245p. Dissertação, mestrado, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná.
- 1281 HEIRTZLER, J.R. La expansion del suelo oceanico. In.: *Origen continental y tectonica de placas*. Spain, Grafal, 1976. p.76-87.

- 1291 HEISKANEN, W.A. & MORITZ, H. *Physical geodesy*. London, Freeman, 1967. p.178-226.
- 1301 HERRING, T.A. et alii. Geodesy by radio interferometry: evidence for contemporary plate motion. *Journal of geophysical research*, 21(88):8341-47. July 1986.
- 1311 HURLEY, P.M. La confirmacion de la deriva continental. In.: *Deriva continental y tectonica de placas*. Spain, Grefal, 1976. p.76-87.
- 1321 ISACKS, D. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 23:5855-99.
- 1331 KAY, M. El origen de los continentes. In.: *Deriva continental y tectonica de placas*. Spain, Grefal, 1976. p.17-22.
- 1341 KING-HELE, D.G. *Satellite geodesy with lasers*. s.l., National Aeronautics and Administration, 1978. p.irr.
- 1351 KOLENKIEWICZ, R. et alii. A comparison between lageos laser ranging and very long baseline interferometry determined baseline lengths. *Journal Geophysical Research*, 20(811):9265-74. September 1985.
- 1361 KROGER, P.M. & DAVIDSON, J.M. Mobile very long baseline interferometry and global positionig system measurement of vertical crustal motion. *Journal of Geophysical Research*, 21(89):9169-76. August 1986.
- 1371 LAMBECK, K. Some geodetic aspects of the plate tectonics hypothesis. In.: *Reference coordinate system for earth dynamics*, 86. Set. 1980.
- 1381 LASER geodynamic satellite. s.l., National Aeronautics and Administration. 6p. 1978.
- 1391 LOCKY, L. & LADEIRA, E.A. *Geologia estrutural e introdução à tectónica*. São Paulo, Edgard Blucher, 1976.
- 1401 MA, C. *Very long baseline interferometry applied to polar motion, relativity and geodesy*. Maryland, s.ed., 1978. 367p.
- 1411 MALYEVAC, C. *Application of space technology to crustal dynamics and earthquake research*. Washington, D.C., office of Space and Terrestrial Application, 1978. 296p.
- 1421 \_\_\_\_\_. C. & ANDERLE, R.J. Determination of plate tectonics motion from doppler observations of navy navigation satellites. In.: *INTERNATIONAL GEODETIC SYMPOSIUM ON SATELLITE DOPPLER POSITIONING*, 1, Austin. January, 1979. Proceedings ... Defense Mapping Agency. p.695-741.

- 1431 MANSINHA, L. et alii. Earthquake displacement fields and the rotation of the earth. Dordrecht, D. Reidel, 1969.
- 1441 MARSH, J.G. et alii. Precision geodesy and geodynamics using starlette laser ranging. *Journal of Geophysical Research*, 20(B11):9335-45. September 1985.
- 1451 MINSTER, J.B. & JORDAN, T.H. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 22(B11):5331-54. November 1978.
- 1461 MIRONOV, V.S. *Curso de proyección gravimétrica*. Barcelona, Reverté, 1977. 525p.
- 1471 MUELLER, I.I. *Introduction to satellite geodesy*. New York, Frederick Ungar, 1964. 415p.
- 1481 NIEBAUER, T.N. & FALLER, J.E. Absolute gravity: a reconnaissance tool for studying vertical crustal motions. *Journal of Geophysical Research*, 21(B9):9145-49. August 1986.
- 1491 OLLIER, C.D. *Tectonics and landforms*. New York, K.M. Clayton, 1981. 322p.
- 1501 RAMBERG, H. *Gravity, deformation and the earth's crust*. 2ed. London, Academic Press, 1981. 452p.
- 1511 ROMÃO, V.M.C. *Método duplo de posicionamento por satélites - NNESS*. 1982. 126p. Dissertação, mestrado, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná.
- 1521 SAKUMA, A. Gravitational acceleration, mass and electrical quantities. In.: TAYLOR, B.N. & PHILLIPS, W.D. *Precision Measurement and Fundamental Constant, II*. *Natl. Bur. Stand. Spec. Publ.*, 612:397-404. 1984.
- 1531 SEEBER, G. *The global positioning system and its use in geodesy and geodynamics*. Hannover, Institut für Erdmessung, University Hannover, 1986.
- 1541 SHAPIRO, I.J. et alii. Transcontinental baselines and the rotation of the earth measured by radio interferometry. *Science*, 186 (4167):920-1. 1974.
- 1551 SHOKIN, P.F. *Geodesy*. Washington, D.C., National Science Foundation, 1963.
- 1561 SMITH, D.E. et alii. A global geodetic reference frame from Lageos ranging. *Journal Geophysical Research*, 20(B11):9221-33. September 1985.
- 1571 TORGE, W. *Geodesy: an introduction*. New York, Walter de Gruyter, 1980. 254p.

- 1581 \_\_\_\_\_. Gravimetry for monitoring vertical crustal movements: potential and problems. Hannover, s.ed., 1986.
- 1591 \_\_\_\_\_. W. & KANNIGESER, E. Gravity and height variations connected with the recent rifting process in Northern Iceland 1975-1981. *Journal of Geophysical Research*, 53: 24-33. 1983.
- 1601 UYEDA, S. *La nueva concepción de la tierra*. s.l., Blume, 1980. 269p.
- 1611 VANICEK, P. & KRAKOWSKI, E.J. *Geodesy: the concepts*. Amsterdam, North-Holland, 1982. 692p.
- 1621 VENING MEINESZ, F.A. *The earth's crust and mantle*. The Netherlands, Elsevier, 1964. 124p.
- 1631 VICENTE, R.O. *Dynamics of polar motion and plate tectonics*. Boston, Dordrecht, 1976.
- 1641 WELLS, D.F. et alii. *Guide to GPS positioning*. Fredericton, Canadian GPS Associates, 1986. p. irr.
- 1651 WILKINS, G.A. & MUELLER, I.I. On the rotation of the earth and the terrestrial reference system. *Bulletin Géodésique*, 60(1):85-100. 1986
- 1661 WILLIAMS, R.G. & MARSH, J.G. Starlette geodynamics: the earth's tidal response. *Journal of Geophysical Research*, 90(B11):9346-52. September 1985.
- 1671 WILSON, J.T. Deriva continental. In: *Deriva continental y tectónica de placas*. Spain, Grefal, 1976. p.45-60.
- 1681 WILSON, P. A modular transportable laser ranging system. *OSIG Bulletin*, (5):103-11. March 1983.