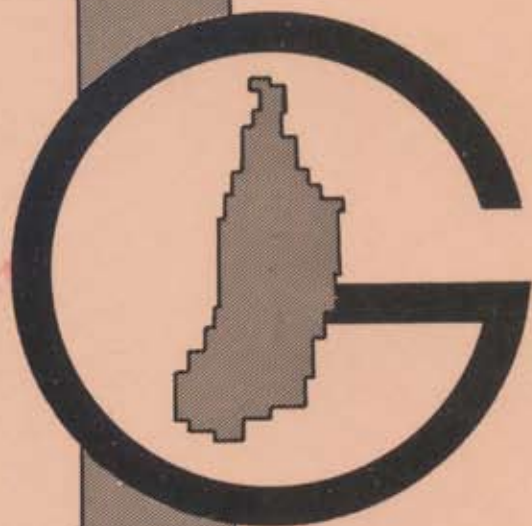


**BOLETIM
GOIANO
DE
GEOGRAFIA**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE QUÍMICA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

HIPÓTESE DA EVOLUÇÃO TECTO-OROGÊNICA
DO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO

- UMA QUESTÃO RELACIONADA À TECTÔNICA DE PLACAS -

(NOTAS PRELIMINARES)

Valter Casseti
Prof. do Deptº de
Geografia - IQG

Antes de discorrermos sobre o nosso ponto de vista relativo à gênese estrutural do Planalto Central Brasileiro, nos permitiremos traçar breves considerações relativas à tectônica de placas, o que achamos fundamental ao entendimento de nossas proposições.

A hipótese da origem dos dobramentos recentes através de tectônica de placas, encontra-se relacionada à teoria da deriva continental, segundo a qual a camada cortical da litosfera estaria deslizando sobre a astenosfera, segundo orientação de três eixos de rotação, sendo dois polares e um central, o qual estaria impulsionando as placas em sentido horário. Assim sendo, teríamos como resultado, três tipos de limites de placas: as articulações divergentes, como as dorsais centro-oceânicas, onde se origina nova crosta; as articulações de cisalhamento, fálhas de transformação nas quais

as placas deslizam lateralmente uma em relação à outra, conservando a massa cortical; e as articulações convergentes que correspondem às fossas sobre as quais duas placas colidem, sendo uma subdução e assimilada. Somente a articulação convergente é que consegue explicar como o volume prismático das rochas sedimentares, que se encontram em um geossinclinal submarino, pode ser deformado e dar lugar a uma cadeia orogênica (DIETZ, 1972).

Como resultado da colisão de placas, a seção subdução, endereçada à astenosfera, provocaria diferença de pressão no manto fundido, uma vez que é assimilada inteiramente, admitindo-se que teríamos respostas do mesmo através da ascensão do magmas de baixa densidade, penetrando nas camadas da litosfera, atividade sincrônica às orogêneses. Normalmente correspondem a intrusões de materiais vulcânicos consistentes em andesitos.

A tentativa de se fazer uma aplicação da tectônica de placas ao Planalto Central Brasileiro deu-se em analogia às proposições de DIETZ (Op. Cit.) com relação à gênese das Montanhas Azuis, nos dobramentos Apalachianos. Além desse fato, admitindo a hipótese da tectônica de placas para explicar os dobramentos recentes e considerando, apesar de evidências contrárias, que o presente se constitui na chave para interpretação do passado, fomos levados à elaboração cinemática das fases que possivelmente estariam respondendo pela estruturação geológica da área em referência, substrato das ocorrências morfo genéticas subseqüentes e consequentes.

Antes de iniciarmos nossas proposições, gostaríamos de observar que ao se examinar as formações correspondentes a dobramentos antigos, encontramos o geossinclinal dividido em duas estruturas adjacentes e paralelas que se referem ao eugeossinclinal (o verdadeiro geossinclinal) e ao miogeossinclinal (o geossinclinal menor). Estes termos são simplificados e substituídos por eugeoclinal

e miogeoclinal, respectivamente.

A dinâmica evolutiva inicia-se com a presença da base continental (Fig. 1A) representada por rochas gnáissico-graníticas, correspondentes ao embasamento indiviso, que hoje se acham expostas em quase toda extensão do Estado do Pará, norte de Mato Grosso e seção setentrional brasileira. Também se fazia presente a estrutura gnáissica correspondente ao atual Complexo Basal Goiano, que consideramos eugeoclinal I, em cuja extremidade oriental se depositavam os sedimentos araxaides em ambiente marinho e em condição mais interiorizada, entre a base continental (embasamento indiviso) e o Complexo Basal (miogeoclinal I). Essa fase deposicional encontra-se relacionada a um período pré-Uruaçuano, uma vez que o ciclo Uruaçuano propriamente dito (1.300-1.000 MA, Cf. ALMEIDA, 1971 e ALMEIDA et Alli, 1976), ocorreu em função da transgressão do eugeoclinal II sobre o miogeoclinal I. O posicionamento dos materiais na borda leste do eugeoclinal I pode ser explicado pela condição topográfica do continente em função do oceano receptor oriental, enquanto que o deslizamento do eugeoclinal II, de leste para oeste, em decorrência dos próprios eixos de rotações polares, impulsionava a placa cortical (eugeoclinal II) em sentido contrário. Por outro lado, a intervenção do terceiro eixo de rotação processava uma pequena deflexão das articulações convergentes, imprimindo certas evidências nos lineamentos estruturais, hoje dispostos grosseiramente no sentido geral NE.

Com a convergência do eugeoclinal II sobre o eugeoclinal I (Fig. 1B), os materiais contidos no miogeoclinal I, bem como em depressão intra-cratônica, foram submetidos a amarrotamento e consequente ascensão, e correspondem hoje aos dobramentos constituídos predominantemente pelos micaxistos e quartzitos do Grupo Araxá, que ladeiam o Complexo Basal Goiano. (eugeoclinal I).

A convergência de placas respondeu pela subducção do eugeoclinal II, hoje caracterizado pelas ocorrências esparsas de granitóides no domínio Canastra, com conseqüente origem de falhas de empurrão, ainda sentidas em certas extensões locais (como ao norte de Catalão), apesar dos sucessivos ciclos geomorfológicos. Com a subducção mencionada, uma série de intrusões foram sentidas nos dobramentos araxáides, muito bem caracterizadas pelos complexos básico-ultrabásicos de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava.

Numa fase subsequente (Fig. 1C), ocorreram novas deposições na seção oriental dos dobramentos Araxá e interior da plataforma (deposições molássicas), entre o miogeoclinal I dobrado e a base continental, até acontecer novo ciclo tecto-orogênico (900-550 MA; correspondente ao Brasilídes antigo), quando então um terceiro eugeoclinal, transgredindo em um mesmo sentido, processou novo amarramento dos materiais areno-argiloso que compunham o miogeoclinal II, originando os dobramentos representados pelas formações Canastra e Tocantins. Tais formações, mais restritas que as correspondentes aos dobramentos Araxá, podem ser explicadas pelo comportamento da anfratuosidade do eugeoclinal II submerso. A subducção do eugeoclinal III proporcionou novas condições de acamamento sedimentar, não tendo contudo se constatado grandes manifestações intrusivas como as levantadas no ciclo anterior.

É evidente que essa segunda convergência assim como as subsequentes, processou rejuvenescimento nos dobramentos Araxá e Complexo Basal, expondo-se ainda mais aos ataques subaéreos, o que sem dúvida contribuiu para uma maior concentração de materiais detríticos em um terceiro miogeoclinal (Fig. 1D).

A proximidade dos dobramentos Canastra em relação à zona de catalização de materiais foi possivelmente, a responsável pela concentração de sedimentos areno-argilosos no background do

miogeoclinal III, enquanto os argilo-siltosos (predominantemente pelíticos) e carbonáceos recobriam aqueles. Sem dúvida, essa interpretação se opõe à teoria relacionada à evolução sedimentar da borda ocidental-sul da bacia do Bambuí, admitida por BARBOSA (1965), bem como o sentido do deslocamento imposto pelas forças tecto - orogênicas.

Mais uma vez necessitamos a presença de um quarto eu geoclinal para se explicar a gênese dos dobramentos Bambuí, processando soerguimento dos materiais pelíticos das formações Paraopeba e Três Marias e psamíticos do fácies Paranoá.

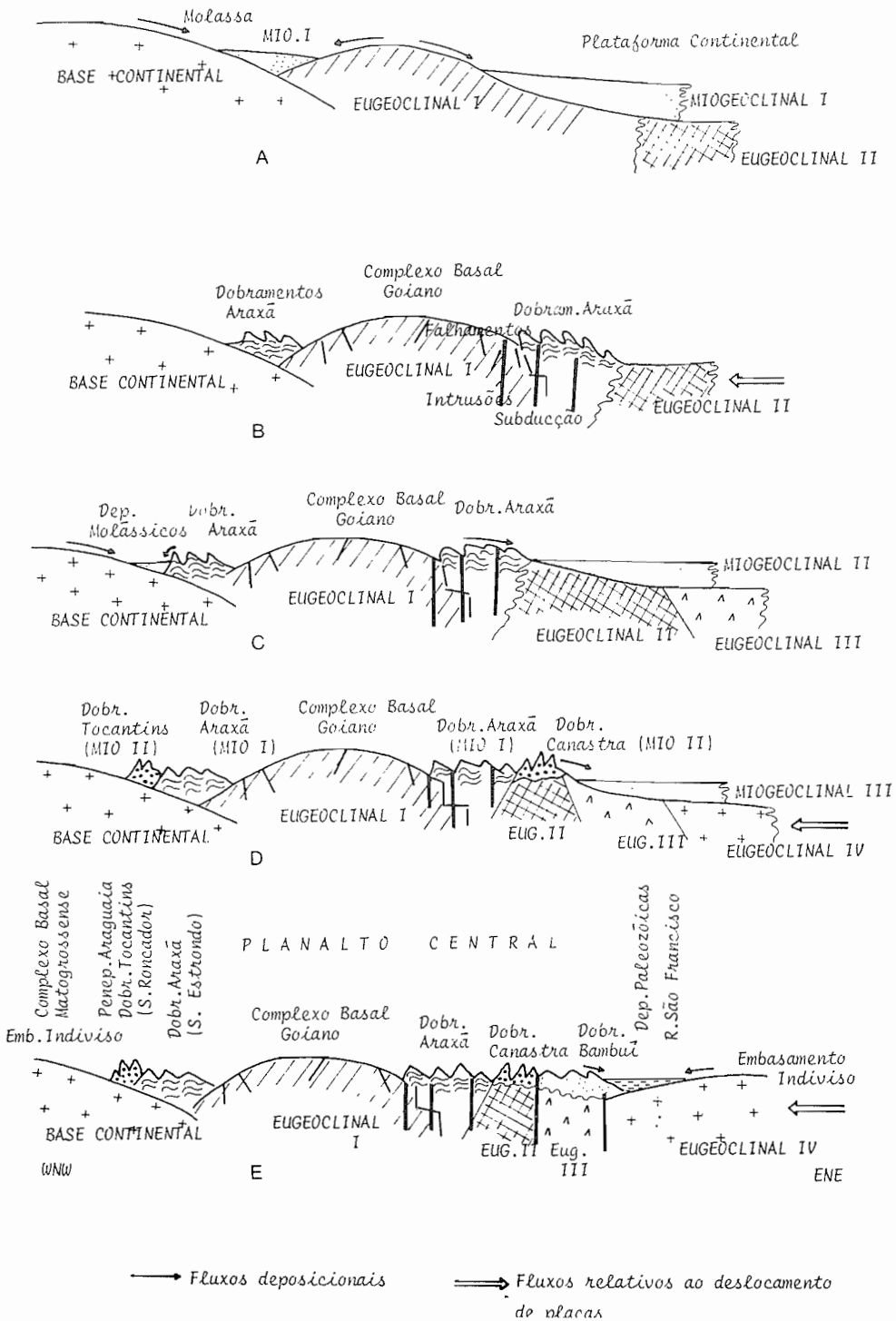
A subducção evidenciada tanto na convergência com os dobramentos Araxaídes quanto com o Canastra e até mesmo com o Complexo Basal, em decorrência da divergência litológica e maior estabilidade das estruturas colididas, criou zonas de falhamentos de empurrão, evidenciando-se sempre o acavalamento dos dobramentos pré-existentes, o que demonstra a assimilação do material transgressivo.

Esse terceiro ciclo, denominado de Brasilídes recente por FERREIRA (1972), encerra as atividades tecto-orogênicas antigas, somente reativados em fins do mesozóico com a deriva do continente Gondwana e conseqüente origem dos dobramentos alpinos.

Em resumo, podemos admitir que as zonas subduccionais responderam ainda pelo posicionamento dos rios Araguaia e São Francisco (Fig. 1E), caracterizando assim o suporte estrutural do Planalto Central.

Dentre as evidências favoráveis à explicação da gênese estrutural do Planalto Central Brasileiro através da teoria relativa à tectônica de placas, devemos considerar rapidamente os seguintes efeitos:

FIG.1- EVOLUÇÃO TECTO-OROGÊNICA DO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO



1º - A sequência de datação decrescente, de oeste para leste, dos ciclos tecto-orogênicos (Fig. 2), permitem inferir a possibilidade de sucessivas fases de evolução estrutural na seção oriental da base continental.

2º - A disposição grosseiramente alongada no sentido geral N-S dos dobramentos cíclicos, nos leva a admitir a existência sequencial da disposição das bacias de catalização sedimentar, situação análoga à constatada atualmente.

3º - A disposição dos lineamentos estruturais (sentido geral NE), nos leva a aceitar a intervenção de três polos de rotação. Além disso, o posicionamento e disposição dos falhamentos, normalmente caracterizados por acavalamento da estrutura mais estável, demonstra a possibilidade de subducção do material empurrado pelo eugeoclinal.

Outro fato que convém ser abordado é o da visita do geólogo T.P. THAYER, do U.S.G.S. nos complexos básicos e ultra-básicos do Planalto Central (1969), quando comparou tais atividades intrusivas aos pequenos corpos de peridotitos alpinos. Considerou ainda que tais intrusões são sincrônicas às atividades geotectônicas do Grupo Araxá. Essa afirmativa resultou da constatação de ausência de auréola metamórfica em torno do Complexo de Barro Alto, fazendo supor que o mesmo posicionou-se tectonicamente como um corpo sólido ou quase sólido.

Assim sendo, podemos admitir que quando da convergência, a placa cortical comandada pelo eugeoclinal II foi subduccionada, ao mesmo tempo em que os materiais amarrótados eram acomodados, e emanações magmáticas se encaixaram nas estruturas sobrejacentes, explicando o sincronismo mencionado, o que é previsto pela hipótese da tectônica de placa.

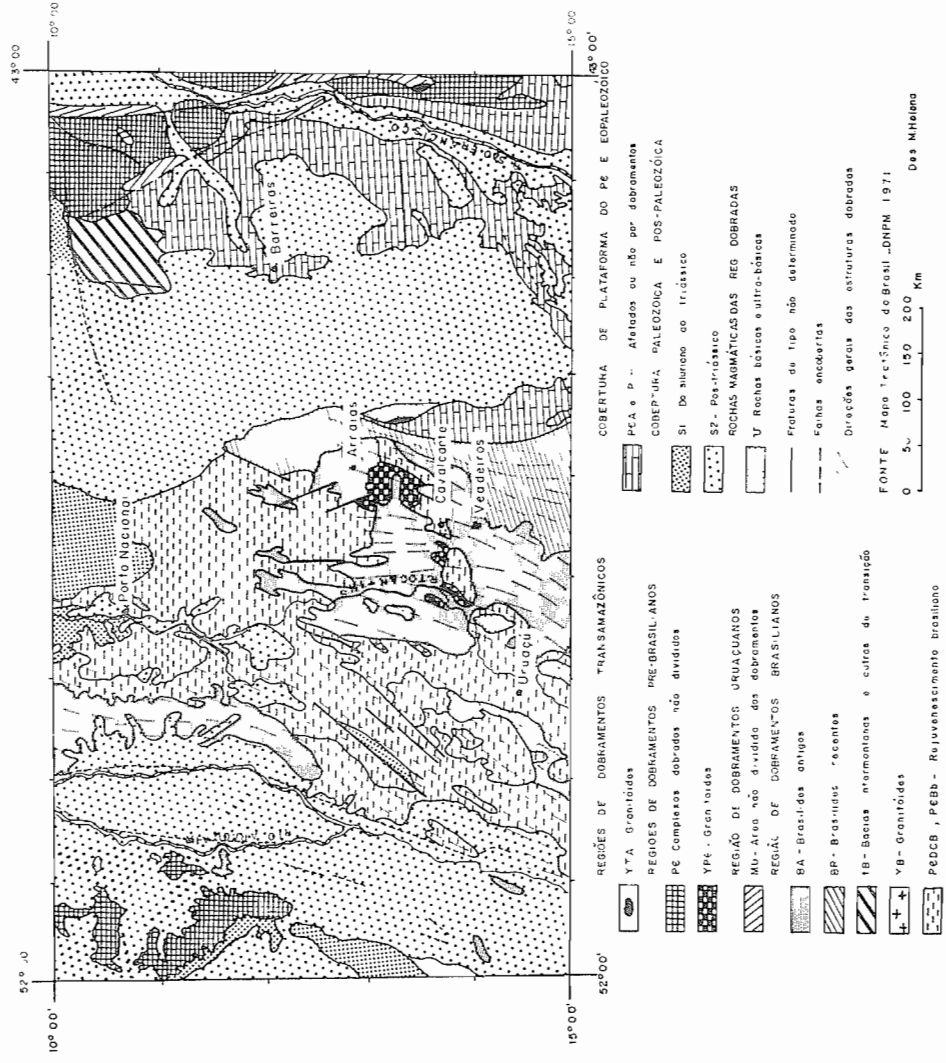
Quanto a relação dos corpos peridotíticos com as intrusões do tipo "alpino", pode-se dizer que uma certa correspondência é admitida entre a composição química do hiperstênio gabro de grãfinada zona basa do Complexo de Barro Alto (análise geoquímica In: BAETA Jr. Et. Alli, 1972) e hiperstênico gabro do Complexo de Canyon Mountain (idem In: THAYER et HIMMELBERG, 1968). Apesar de certo relacionamento químico, BAETA Jr. et Alli (Op. Cit.), consideram a larga massa de anortositos existente no Complexo de Barro Alto, como a maior dificuldade para o enquadramento do mesmo no tipo alpino.

Se admitirmos tal relação, fundamentada nas análises geoquímicas, estaremos aumentando as probabilidades de se considerar a tectônica de placas como a provável responsável pela gênese estrutural. Esse fato deve ser justificado através da idéia de que os geossinclinais alpinos foram controlados pela tectônica de placas, o que sem dúvida forneceu grande quantidade de novas respostas a velhas questões relativas aos dobramentos pós-gondwânicos.

Necessário se faz, sem dúvida, submeter tal premissa a sucessivos testes de falseação, o que poderá contribuir para a elucidação de questões relacionadas aos fenômenos tecto-orogênicos.

Dentre os maiores problemas teóricos a serem explicados, destaca-se o da presença do embasamento indiviso, a partir da seção oriental dos dobramentos Bambuí, cujas características litocronológicas denunciam uma vinculação direta com a base continental, fato esse considerado pela teoria geossinclinal.

TECTÔNICA DO PLANALTO CENTRAL



FONTE: Mapa Tectônico do Brasil - DNPM 1971

0 50 100 150 200 Km

BIBLIOGRAFIA CITADA

ALMEIDA, F.F.M. de

1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo. 1 (1): 13-21.

ALMEIDA, F.F.M. de et Alli.

1976. The Upper Precambrian of South America. Boletim do Instituto de Geociências da USP. São Paulo. (7): 45-80.

BAETA Jr., J.D.A. et Alli.

1972. Projeto Goianêsia-Barro Alto. Relatório Final. Convênio DNPM-CPRM, Rio de Janeiro. V. 1 (inédito).

BARBOSA, O.

1965. Série Bambuí (Simpósio das formações eo-paleozóicas do Brasil) 19º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.

DIETZ, R.S.

1972. Geosinclinales, montañas y formación de continentes. In: Deriva Continental y tectónica de placas. pp. 168-178. Selecciones de Scientific American. H. Blume Ediciones, Madrid.

FERREIRA, E.O.

1972. Carta tectônica do Brasil (Notícia Explicativa). Rio de Janeiro, Bol (1): 1-19.

THAYER, T.P.

1969. Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in Alpine Complexes. IN: WILSON, H.D.B., Magmatic ore deposits, a symposium. Econ. Geol. Mon. 4: 222.

THAYER, T.P. & HIMMELBERG, G.R.

1968. Rock sucession in the alpine-type mafic complex at Canyon Mountain, Oregon. In: Inter. Geol. Congr. 23^o Praga. Report V. 1: 175-186.