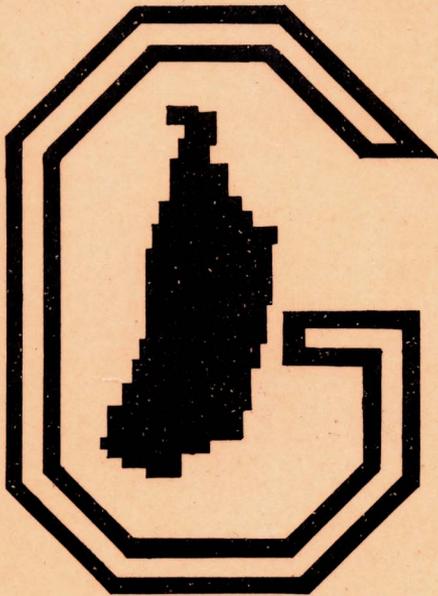


ISSN 0101-708X



UFG – IQG

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

# BOLETIM GOIANO DE GEOGRAFIA

VOL. 4/5/6 N. 1/2 – JANEIRO/DEZEMBRO 1984/85/86

## ALGUMAS CONSIDERAÇÕES MORFOESTRUTURAIS NA REGIÃO DE GOIÁS-GO \*

Prof. Valter Casseti \*\*

Depto. Geografia - IQG-UFG

### RESUMO

A área em questão acha-se caracterizada por três compartimentos morfoestruturais distintos: o "hog-back" da Serra Dourada; as cristas isoclinais ou monoclinais quartzíticas da Serra do Cantagalo e o setor intermontano, ponteadado de inselbergs.

Nos dois primeiros compartimentos, a erosão diferencial encontra-se orientada pelas implicações estruturais, enquanto no último, as evidências paleoclimáticas individualizam um enclave de efeitos morfodinâmicos agressivos.

Também são constatados três níveis de aplainamentos distintos: o primeiro, correspondente à superfície de cimeira (ciclo Sul Americano, 1.000-1.100 m), cujos remanescentes seccionam os quartzitos micáceos da cornija estrutural da Serra Dourada; o segundo, relativo à superfície intermontana (ciclo Velhas, 700-800 m), cujo domínio local aparece na seção meridional da Serra Dourada; e o último, corresponde a área intra-serrana, cuja superfície (pleistocênica, 400-450 m) acha-se recoberta por detritos grosseiros, interrompida muitas vezes pela presença de paleoinselbergs.

Evidencia-se uma vinculação direta das formações vegetais com a estrutura superficial, onde os depósitos antigos, e mesmo quaternários, relacionados aos fenômenos de pediplanação e pedimentação, respondem pela presença de vegetação xeromórfica, enquanto nas áreas dissecadas pelos efeitos morfoclimáticos sub-atuais, aparecem formações florestais ou matas ciliares.

### SUMMARY

The area at issue, is characterized by three different morphostructural compartments: the hog-back of Serra Dourada; the quartzitic isoclinal or monoclinical crests of Serra do Cantagalo and the sector intermontane dotted of inselbergs.

\*NOTA DO EDITOR: O presente artigo foi publicado no Boletim Goiano de Geografia, 3(1-2):181-193, 1983, com uma série de anomalias, motivo pelo qual solicitamos escusas aos autores e procuramos transcrevê-lo novamente, com as devidas observações.

\*\*Colaboração da Profa. MARIA HELENA MELLO E CUNHA SANTOS (Depto. de Geografia da UFG).

In the first two compartments, the differential erosion is oriented by structural implications, while in the last, the paleoclimatic evidences individualize a refuge of aggressive morphodynamic effects.

Three levels of different levelling are also verified: the first corresponding to the top surface (South American cycle, 1.000-1.100 m), where remanescents divide the quartzites in micaceous sections of structural cornice of Serra Dourada; the second is connected with the intermontane surface (velhas cycle, 700-700 m), whose local domination appear in the meridional section of Serra Dourada; and the last, corresponding to the intra-mountain area, whose pleistocenic surface, (400-450 m) is covered or rudes debris, often interrupted by the presence of paleoinselbergs.

A direct connection of the vegetables formation with a superficial structure is evident, where the old sediments, and even quaternary, are connected to the phenomenon of pediplanation, is responsible by the presence of xeromorphic vegetation whereas in areas dissected by morphoclimatic effects under-present, appear forest formations or or ciliary woods.

## 1. GEOLOGIA DA ÁREA

A área em questão (15950' - 169,05' S e 509,03' - 509, 15' W) acha-se individualizada pelos efeitos tecto-orogênicos pré-brasileiros, responsáveis pela gênese do exutório caracterizado localmente pela Serra Dourada, que se constitui em continuidade do extenso divisor entre as bacias Araguaia-Paraná.

Conforme Teixeira (1981), a cidade de Goiãs acha-se inserida no domínio dos granito-gnâisses do Complexo Basal, interrompido ao norte pela tectônica do Grupo Goiãs Velho (Serra do Cantagalo) e ao sul, pelo "front" da estrutura monoclinai dos quartzo-xistos pertencentes ao Grupo Araxá (Serra Dourada).

O Complexo Basal Goiano (Almeida, 1967) encontra-se representado por granito-gnâisses (granitização local), equigranulares, geralmente muscovíticos, normalmente diaclasados e fraturados, preenchidos por filonamento de quartzo leitoso. Neles encontram-se ainda, intercalares de quartzo-xistos grosseiros, além da ocorrência de metabasitos e clorita-talco xistos, intensamente dobrados, que representam uma primeira geração de intrusões básicas na região (Danni et Alii, 1973). Amostra de gnâisse coletado a 3,5 Km de Goiãs, no vale do Rio Vermelho, foi datada de 1.199 ± 60 m.a., pelo método K-Ar (Hassui & Almeida, 1970). A ocorrência de diques e "sills" de natureza máfi-

fico-ultramáfica são frequentes.

O Grupo Goiãs Velho (Dardenne et Alii, 1972) ou "Greenstone belt de Goiãs" (Sabôia, 1979), ou ainda, Grupo Pilar de Goiãs (Drago et Alii, 1981), encontra-se representado por um conjunto lito-vulcano-sedimentar, identificado por três unidades distintas: unidade basal, caracterizado principalmente por derrames ultrabásicos de clorita-talco xistos e serpentinita, com intercalações de anfibólio xistos, sericita-quartzo xistos e sedimentos; unidade média, de caráter sedimentar, por muscovita-quartzo-clorita xistos, clorita-grafita xistos, hematita-dolomita mármore, chert ferrífero bandado e quartzito. Na mesma são evidenciados ainda, lentes de Rocha básicas e básicas tufáceas, além de corpos graníticos tonalíticos de caráter sub-vulcânico. A unidade do topo é representada por hematita-quartzitos e hematita-dolomita mármore, com lentes de ultrabásicas talcificadas.

As rocha básicas e ultrabásicas ocorrem sob a forma de diques, com pequenos corpos intrusivos em derrames anteriores à sedimentação. Apresentam-se talcificados, cloritizados e serpentinizados. Segundo Williams et Alii (1970), a presença de clorita-talco xisto pode estar relacionada ao metamorfismo de rochas básico-ultrabásicas (autometamorfismo). Num segundo ciclo tectônico, os Sedimentos foram afetados pelas seguintes direções predominantes (Hassui & Almeida, 1970): SW-NE, originando grandes dobramentos, como o anticlinal invertido da Serra do Cantagalo, falhamentos de direção N 60º W e N 10º E; e esforços tectônicos de direção E-W, criando grandes enseiamentos.

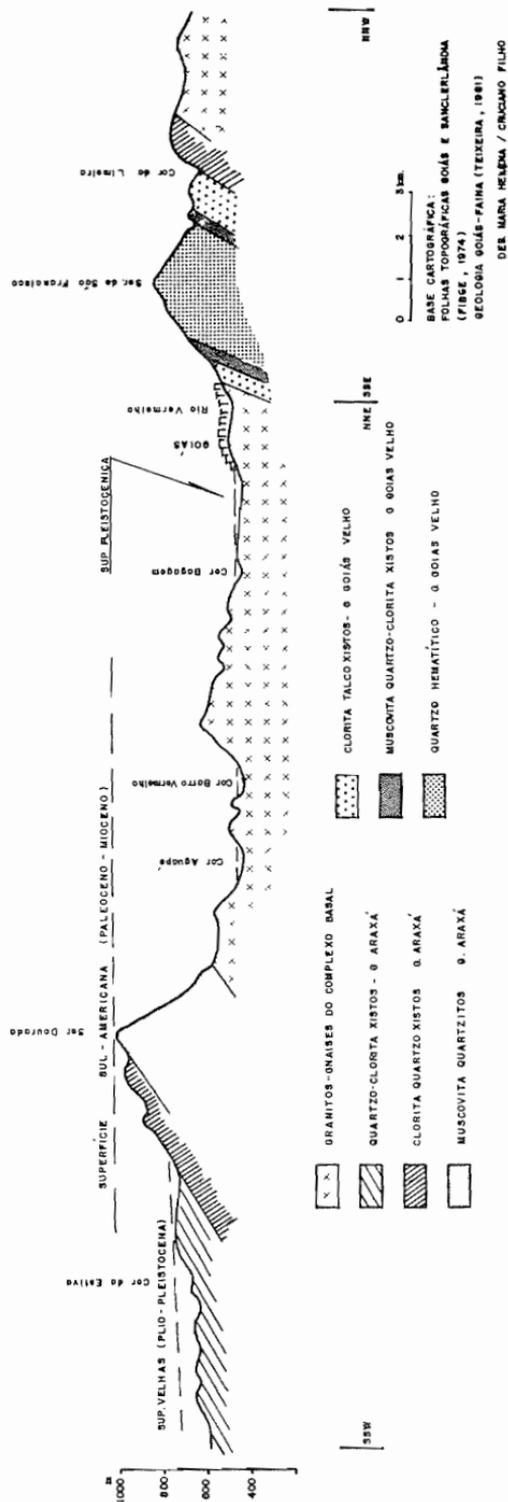
O Grupo Araxá (Barbosa, 1955) é caracterizado por rochas metassedimentares em discordância angular com o Complexo Basal Goiano. Localmente, a unidade basal (cornija do "hog-back") acha-se representada por quartzitos muscovíticos com lentes de conglomerados basais polimíticos arcosianos, e conglomerados ultraformacionais hematíticos diamantíferos. A unidade intermediária é identificada pela clorita-quartzo xistos enquanto a última, que representa a seção inferior do reverso da Serra Dourada, é marcada pela presença de filitos quartzosos e sericíticos, com intercalações de quartzitos (Fig. 1).

## 2. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL

Utilizando-se de critérios geomorfológicos definiu-se três compartimentos morfoestruturais distintos: o "hog-back" da Serra Dourada, as cristas isoclinais ou monoclinais da Serra do Cantagalo e o setor intermontano pontado de inselbergs (Fig. 1).

A Serra Dourada se caracteriza por extenso "hog-back", de direção

FIG. 1 — SEÇÃO GEOLÓGICA SERRA DOURADA — SERRA DO CANTAGALO



predominantes WSW-ENE (N 60º - 80º E), sustentado por quartzitos muscovíticos ("waxing slope"), com "front" voltado para o norte (Fig. 2).

O "front" é marcado pela presença quase contínua da cornija estrutural quartzítica, que chega a atingir até 10 metros de exposição, em extrema verticalidade, caracterizando a "free face" do "hog-back", a partir da qual, colúvios pedogenizados recobrem níveis de pedimentação, que respondem pela redução do declive (30º aproximadamente) e origem do "debris slope". O referido "front" encontra-se relativamente festonado, cujas reentrâncias a cham-se vinculadas ao trabalho de erosão remontante dos cursos obsequentes, como os córregos Pedra de Amolar, do Aguapé e Santo Antônio, todos tributários do Rio Vermelho.

Apesar da relativa friabilidade dos quartzitos micáceos que caracterizam a cornija estrutural, o elevado mergulho das camadas (30/40º S/SE ou SW) dificulta a evolução do "front".

A concavidade do "debris slope" é representada por pedimentos detriticos que mascaram o "knick", sotopostos por colúvios finos pedogenizados, decorrentes dos processos morfoclimáticos penecontemporâneos. Localmente os colúvios contribuem para o armazenamento hídrico, o que responde pela exuberância de enclave florestal.

O reverso é marcado por uma sucessão litoestratigráfica - clorita-quartzo xistos, filitos quartzosos e sericíticos - conforme considerou-se anteriormente, observando-se a presença de bancadas escalonadas, resultantes de pediplanação nos locais de maior resistência litológica, apesar da disposição estrutural caracterizar o domínio topográfico.

Os cursos cataclinais de reverso (córregos Cafundó, Conceição e Fundo) normalmente tem suas cabeceiras no domínio dos cloritaxistos. Efeitos epirogênicos e presença de falhamentos transversais ao desenvolvimento do "hog-back" contribuem para o entalhamento dos talvegues, respondendo pelo aparecimento de terraços estruturais ao longo do declive.

Ao sul da serra, terrenos ondulados são interrompidos por cristas de quartzitos e pelas serras de São João e Mangabal, sendo a primeira em cor-dierita-hornblenda. gnaisses e a outra em granada-muscovita xistos, além de quartzitos (Danni et Alii, 1973).

Os detritos angulosos (pedimentos detriticos grosseiros), principalmente quartzosos que integram a superfície, resultam dos efeitos de pediplanação em condições de semi-aridez, corroborados pela energia do relevo.

O domínio da vegetação xeromórfica, caracterizada por Rizzo (1981) denunciam os efeitos agressivos que individualizam a paleotopografia, sendo



que o entalhamento dos cursos do reverso, determinados pelo forte gradiente, efeitos epeirogênicos e mesmo processos de falhamentos, favoreceram, em decorrência do novo comportamento edáfico o desenvolvimento de uma vegetação ciliar de porte linheiro.

A Serra do Cantagalo apresenta uma direção predominante SE/NW (N 50-60º W), com cerca de 100 km de extensão por 6 km de largura média (Sabôia, 1979). Encontra-se basicamente marcada por dois grandes lineamentos estruturais (N 15-30º E e N 30-40º W) que orientam a direção das cristas isoclinais ou monoclinais, sobretudo de natureza quartzítica (Fig. 2).

De modo geral, as cristas apresentam mergulho aproximado de 45/60º SW, muitas vezes interrompidas por falhamentos transversais, como dos correios Zanzã, do Pedro Ludovico e Rio Vermelho, responsáveis pela gênese de "gaps" epigênicos de grandes proporções. O Rio Vermelho, que nas imediações de Calcilândia se constitui em coletor da drenagem paralela do setor setentrional da Serra do São Francisco, após desenvolver sentido ESE-WNW, muitas vezes correndo no contado do Grupo Goiás Velho-Complexo Basal, inflete no sentido NNE-SSW, em direção à cidade de Goiás, aproveitando a falha transversal naquela localidade. A partir de então, passa novamente a apresentar o sentido anterior (Fig. 2), em alguns momentos aproveitando o contato estrutural, em direção à peneplanície do Araguaia. Essa inflexão ou angularidade identifica uma grande baioneta, observando-se o significado da superimposição na zona falhada, que contribuiu para a abertura da "gap", onde são constatada facetas triangulares, favorecendo a implantação da rodovia GO-164. Nesse ponto observa-se com perfeição, a sucessão de cristas monoclinais que iniciam com os quartzo-muscovita xistos, até os quartzitos hematíticos nas maiores altitudes. A variação topográfica é marcada por resistências litológicas diferentes. Assim, enquanto os quartzo-xistos, de intensidade de metamorfismos diferentes respondem pela gênese das cristas, os vales, quando não determinadas pelos lineamentos estruturais ou falhamentos longitudinais, acham-se vinculados a materiais cloritosos.

A presença de rochas básico-ultrabásicas, em função de maior propensão erosiva, contribuem para a elaboração de colinas convexizadas ou formas amareadas (morrotes arredondados), como da igreja de Santa Bárbara (clorita-talco xisto), ou ainda sob forma de cristas de porte médio.

A topografia apresenta localmente um caimento em direção NW, observando-se as cotas mais elevadas na imbricação com a Serra Dourada (920 metros) enquanto que nas proximidades de Buenolândia encontram-se por volta dos 500 metros.

Trata-se de uma morfologia bastante dissecada, principalmente pela

drenagem, que em função dos lineamentos estruturais e falhamentos transversais, apresenta um padrão retangular, não se constatando qualquer evidência de testemunho de pediplanação, o que sem dúvida favoreceu o desenvolvimento de uma vegetação um pouco mais exuberante (mata de segunda classe na concepção de Waibel, 1947).

O Setor Intermontano, ponteados de inselbergs, corresponde ao anfiteatro granito-gnáissico que separa os dois compartimentos anteriormente considerados (Fig. 2).

Trata-se de uma depressão ortoclinal, individualizada por paleoinselbergs, muitas vezes evidenciados por bossas graníticas ou granito-gnáissicas residuais, nos quais os processos morfoclimáticos agressivos teriam respondido por recuo paralelo das vertentes e disseminação de pedimentos detritito-quartzosos grosseiros (fragmentos angulosos).

Como pode-se observar, a matriz detritica resulta da intensidade de filonamento de quartzo leitoso que cortam as estruturas do Complexo Goiano, grande parte liberada quando efeitos morfogenéticos, sobretudo relacionadas às fases glaciais pleistocências, além da ação dos intemperismo físico-químicos atuais localizados (juntas e contato rocha-filonamento).

Os paleoinselbergs são identificados na área em questão, pelas cotas em torno de 450 (a oeste de Goiãs) até 650 metros, nas proximidades da Serra Dourada. Localmente observa-se o "knick" dos mesmos recobertos por espessos níveis de pedimentos, associados às maiores dimensões dos detritos quartzosos, os quais se adelgaçam e apresentam redução na dimensão dos glaciais, a medida que se afasta de matriz originária dos mesmos. A presença de inúmeros inselbergs responde pela coalescência de uma superfície quase que totalmente detritica, interrompida principalmente nas proximidades dos talwegues. Tais evidências possibilitam entender efeitos epeirogênicos associado a ajustamento do perfil longitudinal dos cursos, com remodelação de vertente, quando da reorganização da drenagem pós-würmiana.

A presença de inúmeros falhamentos, os quais puderam ser comprovados através de processos de fotointerpretação e reambulação, respondem muitas vezes pela orientação da drenagem, como dos cursos obsequentes, caracterizados pelos córregos Santo Antônio, Bagagem, do Aguapé, Caxambu, Aguapé e outros. Tanto no Grande como no Caxambu e mesmo no baixo Bagagem, observou-se a presença de escarpas de falhas, responsáveis por dissimetria de vales. Falhas transversais às supra-mencionadas, como dos córregos Água Fria e Mangabal, responderam por confluências ortogonais, dando um caráter retangular ao predomínio dendritico. Outros cursos como dos córregos das Areias e Bacalhau e mesmo

do Rio Vermelho, já considerado, são direcionados, em alguns momentos, pelo contato estrutural Complexo Goiano-Grupo Goiás Velho. No contato daquele com os metassedimentos araxaídes da Serra Dourada observa-se a orientação direcional de apenas alguns tributários, como dos córregos Caxambu e Caxambuzinho, visto que este encontra-se bastante mascarado pelo espessamento dos depósitos correlativos, ou ainda pela drenagem obsequente que recua lentamente o "front" do "hog-back" (escarpa herdada de falha?).

Outras evidências de paleoinselbergs são constatadas na seção setentrional da Serra do Cantagalo, apresentando características morfoestruturais até certo ponto parecidas, em uma mesma província geológica.

A vegetação vincula-se às fases morfoclimáticas agressivas, portanto, de caráter xeromórfico, observando-se o desenvolvimento de mata ciliar ou galeria ao longo dos cursos d'água.

### 3, NÍVEIS TOPOGRÁFICOS REGIONAIS

Basicamente pode-se observar três grandes níveis de pedimentação na área (Fig. 1), os quais definem os compartimentos topográficos regionais. O primeiro, marcado pelas cotas de 1.000 a 1.100 metros, sendo um dos remanescentes observados na cimeira da Serra Dourada, ao norte de Mossâmedes, sustentado por crosta laterítica concrecionária de 1 a 2 metros de espessura. Trata-se da superfície relacionada ao ciclo Sul Americano de King (Braun, 1971), elaborada entre o mioceno-oligoceno.

Fenômenos epeirogênicos, associados à organização da drenagem regional (umidificação climática), responderam pela dissecação do modelado, onde a estrutura local se caracterizou como elemento determinante na orientação da erosão diferencial. Nesse momento, os paleoplanos de cimeira sofriam recuo gradativo, determinados principalmente pela erosão remontante do sistema hidrográfico.

Entre o plioceno e início do pleistoceno, o retorno das condições morfoclimáticas semi-áridas contribuíram para a reativação do fenômeno de pediplanação, elaborando-se uma nova superfície (ciclo Velhas de King) em condição intermontana (700-800 metros), com uma diferença de nível de 250 a 350 metros em relação à cimeira regional. Esta superfície, muitas vezes constituída de materiais detrito-lateríticos, como a sudeste da Serra Dourada (Fig. 2), representam interflúvios levemente convexizados, como entre os córregos do Gorgulho e da Quinta (Fazenda da Quinta, 740-780 m), da Cabra e do Ouro (760-790 m) e da Engenhoca e Gorgulho (760-800 m). Podem ser observadas ainda nas

proximidades da Mirandópolis, aos 740 metros. A ausência de um plano essencialmente horizontalizado, como no caso anterior, e menor espessura de material detrítico, denunciam período mais curto da agressividade climática e provavelmente, maior instabilidade tectônica (paleoplanos em rampa).

Efeitos de pediplanação são observados também no reverso do "hog-back" da Serra Dourada, vinculados principalmente às propriedades geomorfológicas das rochas (níveis de embutimento).

O terceiro nível (400-450 m) refere-se à própria superfície do setor intermontano (entre as Serras Dourada e Cantagalo), que apresenta uma característica especial, se individualizando como um verdadeiro enclave morfoclimático agressivo que parece ter sido elaborado em função da situação de embutimento topográfico.

As diversas reativações comandadas pelos processos morfo genéticos agressivos foram determinadas pelas fases glaciais pleistocênicas, que por terem sido relativamente curtas e interrompidas por fases interglácio-pluviais, não chegaram a elaborar aplainamentos distintos, como os evidenciados nos ciclos Sul Americano e Velhas. Assim estruturou-se uma morfologia marcada por inselbergs granito-gnáissicos, com recobrimento superficial quase que essencialmente detrítico.

Após a elaboração desse último compartimento, a reorganização da drenagem pós-würmiana, associada provavelmente ao último fenômeno epeirogênico que teria marcado o início do holoceno (Rego, 1943), deu-se o entalhamento dos talwegues atuais, que contribuíram para as condições edáfo-hídricas dos fundos dos vales, dando assim, suporte para o desenvolvimento de mata ciliar. O predomínio de uma vegetação xeromórfica herbáceo-arbustiva esteve vinculada às fases agressivas que responderam pela elaboração dos paleoplanos ou paleotopografias, as quais apresentou retração e expansão comandadas pelas oscilações climatogênicas.

Finalizando, deve-se observar que as implicações estruturais (efeitos tectônicos e propriedade das rochas) possuem uma participação significativa na elaboração dos compartimentos analisados, não devendo contudo, deixar de se levar em consideração a franca atuação dos processos morfoclimáticos sincrogênicos.

Quanto ao anfiteatro considerado, correspondente ao setor intermontano, acredita-se que esteja caracterizado por uma grande "combe", orientada por falhamento longitudinal, cuja drenagem obsequente teria destruído as evidências do flanco setentrional do braquianticlinal constituindo intensa dissimetria marcada pelo "hog-back" da Serra Dourada.

A irregularidade topográfica do setor intermontano, onde se assenta a cidade de Goiás, e a barreira orográfica exercida pela Serra do Cantagalo à expansão setentrional, natural, da mesma, se constituem em notável exemplo de condicionamento do meio físico na disposição do sítio. Ainda, a carência de um planejamento adequado respondeu por um traçado urbano de caráter anárquico, vinculado essencialmente às implicações topográficas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de (1967). Origem e evolução da plataforma brasileira, Rio de Janeiro, DNPN, Div. Geol. Miner. (Bol. 241).
- ALMEIDA, F.F.M. de et Alii (1976). The upper precambrian of South America São Paulo, USP, Bol. IG. 7, 45-80.
- ANDRADE RAMOS, J.R. (1959). Reconhecimento geológico da Serra Dourada. Relatório Anual da Diretoria, Div. Geol. Minerv. DNPM, Rio de Janeiro.
- BARBOSA, O. (1955). Guia de Excursões. Congresso Brasileiro de Geologia, 9, Araxá, 1955, São Paulo. Soc. Brasileira de Geologia, (Not. 3), p. 3-5.
- BARBOSA, O, et Alii (1970). Projeto Goiânia. Prospec-DNPN, Relatório Inédito. Petrópolis, 75 p.
- BRAUN, O.P.G. (1971). Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. R. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 33(4): 3-34, out/dez.
- DANNI, J.C.M. et Alii (1973). Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada (Goiás, Brasil). R. Bras. Geociências, São Paulo, 3, p. 160-80.
- DARDENNE, M.A. et Alii (1981). Revisão estratigráfica do grupo Araxá na região da Serra Dourada, GO. 19 Simp. Geol. Centro-Oeste. Soc. Bras. Geol. núcleo Centro-Oeste-Brasília, Goiânia.
- DRAGO, V.A. et Alii (1981). Geologia (Folha SD-22, Goiás), Projeto Radam Brasil, MME, V. 25, p. 27-300, Rio de Janeiro.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. (1970). Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. B. Soc. Bras. Geol., 19, p. 5-25, São Paulo.
- KING, L.C. (1956). A geomorfologia do Brasil Oriental. R. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 18 (2): 3-121, abr/jun.
- RÊGO, L.F. de M. (1943). A geologia do estado de São Paulo. Separat. B. DER (1937-1941), São Paulo.

- RELATÓRIO de Graduação dos alunos de Geologia da UnB. (1970). Relatório Geológico das áreas III e IV - Goiás, UnB. Brasília.
- RIZZO, J.A. (1981). Flora do Estado de Goiás. V.I. Plano de Coleção. Editora da Universidade Federal de Goiás, Goiânia.
- SABÓIA, L.A. de (1979). Os "greenstone belts" de Crixás e Goiás, Go. B. Inform. Soc. Bras. Geol., Núcleo Centro-Oeste, Goiânia (9), p. 43-72, março.
- TEIXEIRA, A.S.(1981). Geologia da região de Goiás-Faina, Resumos do 1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Soc. Bras. Geol. Núcleo Centro-Oeste e Brasília, Goiânia.
- WAIBEL, L. (1947). Uma viagem de reconhecimento ao sul de Goiás. R. Bras. Geogr. Rio de Janeiro, 9(3): 3-32, jul/set.