ANÁLISE ESTRUTURAL DA REGIÃO DE ABADIÂNIA (GO)

ADELIR JOSÉ STRIEER*

ABSTRACT STRUCTURAL ANALYSIS IN THE ABADIÂNIA REGION (GO). This paper presents the results of a detailed structural analysis carried out in the Abadiânia region in the state of Goiás, which allowed the recognition of five deformational surfaces correlated with thrust processes. The paper was divided into five parts, describing the deformational fabrics, analysing the last deformational phase and its relationship with the proceeding ones, discussing the regional significance of the recognized structure, and showing the structural relationship between serpentinite bodies and their country rocks. The structural analysis was performed by the subdivision of the area into homogeneous domains with regard to K_1 and K_2 deformational surfaces. The second part of the paper deals with the analysis of the structural data of each delimited domain in order to determine the nature of the K_1 and K_2 surfaces. These surfaces were defined as conjugated directional shear surfaces developed during the D_3 deformational phase. A more global analysis of the deformation was proceeded in the third part, which allowed to determine the original position of the S_2 surface (200-25NW), indicate a small initial angular relationship between S_1 and S_2 and suggest a kinematic relationship between the development of each deformational surface. In the fourth part, is presented a discussion aiming to correlate the observed regional structures with the common structures described in convergent plate margins. It was, thus, possible to interpret the K_1 directional surfaces as lateral ramps of a thrust sheet, which introduced a wrench-type component that possibly generated a regional sheath geometry on a large F_2 nappe. In this kind of situation, the actual geomorphological expression of the Pirineus Inflexion can be treated as the result of differential movement of the thrust sheet. Finally, it was concluded that the serpentinite bodies underwent all deformational events, since they exhibit all identified deformational surfaces and their internal structure is similar to that of the country rocks.

Keywords: Deformation, structural analysis, structural domains, structure of Pirineus inflexion, directional structures, regional kink.

RESUMO Este artigo apresenta os resultados de uma detalhada análise estrutural que foi realizada na região de Abadiânia (Estado de Goiás) e que permitiu o reconhecimento de cinco superfícies deformacionais correlacionadas com processos de cavalgamento. O artigo foi dividido em cinco partes: descreve as petrotramas deformacionais, analisa a última fase deformacional e a sua relação com as fases precedentes, discute o significado regional da estrutura reconhecida e apresenta as relações estruturais entre os corpos de serpentinito e as suas encaixantes. A análise estrutural foi realizada pela subdivisão da área em domínios homogêneos com relação às superfícies K_1 e K_2 . A segunda parte do artigo trata da análise dos dados estruturais de cada domínio delimitado para investigar a natureza das superfícies K_1 e K_2 . Estas superfícies foram, então, definidas como superfícies conjugadas de cisalhamento direcional desenvolvidas durante a fase D_3 . Uma análise mais global da deformação foi realizada na terceira parte, o que permitiu determinar a posição original da superfície S_2 (200-25NW), indicar uma pequena angularidade inicial entre S_1 e S_2 e sugerir uma relação cinemática entre o desenvolvimento de cada superfície deformacional. Na quarta parte, é realizada uma ampla discussão no sentido de correlacionar a estrutura regional observada com as estruturas normalmente descritas em zonas de convergência. A partir disto, foi possível indicar as superfícies direcionais K_1 como rampas laterais de uma lâmina de cavalgamento. Estas superfícies introduziram uma componente tipo *wrench* que possivelmente deu origem a uma geometria "em bainha" para a grande *nappe* F_2 . Nesse caso, a atual expressão geomorfológica da Inflexão dos Pirineus pode ser vista como o resultado do movimento diferencial da lâmina de cavalgamento. Por fim, foi concluído que os corpos de serpentinito foram envolvidos em todas as fases deformacionais, pois possuem todas as superfícies deformacionais identificadas, e a sua estrutura interna é semelhante àquela das rochas encaixantes.

Palavras-chaves: Deformação, análise estrutural, domínios estruturais, estruturação da inflexão dos Pirineus, zonas de cavalgamento, estruturas direcionais, *kinks* regionais.

INTRODUÇÃO Embora alguns trabalhos (Drake Jr. 1980, Araújo *F*² 1981, Simões & Fuck 1984, Araújo *F*² & Leonardos 1986, Heilbron *et al.* 1987) tenham se preocupado com as estruturas deformacionais impressas nos metassedimentos Araxá pela categorização e pela hierarquização das fases deformacionais, nenhum deles apresenta uma completa análise estrutural baseada na compartimentação de domínios relativamente homogêneos com relação a cada uma das fases deformacionais identificadas. Portanto, o objetivo deste trabalho é apresentar os resultados de um mapeamento estrutural e litológico realizado na região de Abadiânia (GO), para o qual foram utilizados vários procedimentos de análise estrutural. Uma discussão mais extensa da compartimentação, da estrutura interna de cada segmento e dos vários detalhes que cercam a análise estrutural procedida é apresentada por Strieder (1989). A região de Abadiânia (Fig. 1) está situada na entidade

geotectônica genericamente denominada de Província Estrutural do Tocantins (Cordani & Brito Neves 1982), e é composta essencialmente pelos metassedimentos Araxá; estes metassedimentos contêm abundantes corpos de rochas máficas e ultramáficas, de mármore e de "material" quartzo-feldspático e, por estas características, são interpretados como uma melange ofiolítica (Drake Jr. 1980). Posteriormente, Strieder & Nilson (subm) analisam profundamente o significado desta interpretação frente a incorporação de novos dados e concluem que esta associação petroectônica é um depósito de calha de subducção envolvido em processos de cavalgamento.

Neste trabalho, as medidas de atitude dos elementos estruturais são fornecidas na notação azimutal, de acordo com uma pequena modificação da "regra da mão direita", utilizada pelos geólogos ingleses (Barnes 1981). Por essa notação, a direção azimutal dos elementos planares é sempre referida ao

* Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário, Asa Norte, CEP 70910, Brasília, DF, Brasil

Figura 1 – Localização da região de Abadiânia (GO) no Mapa Geológico Regional. Este mapa é uma reprodução parcial daquele fornecido por Marini et al. (1979). **Legenda estratigráfica:** (CFP) Coberturas Fanerozóicas Plataformais; (PEPr) Formação Paraopeba; (PEI) Formação Ibiá; (PE γ_3) Granitos tipo Estrela do Sul; (PEPa) Formação Paranoá; (PEC) Grupo Canastra; (PEAx) Grupo Araxá; (●) Corpos de serpentinito encaixados nos metassedimentos do Grupo Araxá; (PE γ_1) Granitos tipo Rubiataba; (PEGL) Complexo Granulítico; (PEGB) Sequências Greenstone Belts; (PEGG) Complexo Granito-gnássico. **Legenda de estruturas:** 1. Contatos litológicos; 2. Falhas de empurrão; 3. Falhas indiscriminadas; 4. Linhas estruturais indiscriminadas; 5. Sinclinal e anticlinal com caimento; 6. Sinclinal e anticlinal invertidas.

Figure 1 – Localization of the Abadiânia (GO) region in the Regional Geologic Map. This map is a partial reproduction from that showed by Marini et al. (1979). **Stratigraphic legend:** (CFP) Phanerozoic Platform Covers; (PEPr) Paraopeba Formation; (PEI) Ibiá Formation; (PE γ_3) Estrela do Sul, type granites; (PEPa) Paranoá Formation; (PEC) Canastra Group; (PEAx) Araxá Group; (●) Serpentinite bodies emplaced in Araxá Group metasediments; (PE γ_1) Rubiataba-type granites; (PEGL) Granulitic Complex; (PEGB) Greenstone Belts Sequences; (PEGG) Granite-gneissic Complex. **Structures' legend:** 1. Lithologic contact; 2. Thrust faults; 3. Uncharacterized faults; 4. Uncharacterized structural lineaments; 5. Dipping synclinal or anticlinal; 6. Overturned synclinal or anticlinal.

indicador da mão esquerda, de modo que o mergulho seja sempre ortogonalmente indicado pelo polegar esquerdo; para facilitar a familiarização com a notação, usa-se os quadrantes de rumo para indicar o sentido do mergulho. Os elementos lineares, por sua vez, têm sua medida de caimento referida também à direção azimutal.

As notações S_1 e S_2 , D_1 D_2 , B_1^2 e B_1^2 são tomadas a partir de Turner & Weiss (1963) e indicam, respectiva e cronologicamente, as superfícies geradas na primeira e na segunda fases deformacionais, os eixos das dobras resultantes da superposição destas fases deformacionais e o eixo geométrico de dobra obtido por construção gráfica. A terceira fase de deformação (D_3), por possuir duas superfícies conjugadas, tem a notação clássica de superfícies deformacionais modificada para K_1 e K_2 ; assim, as lineações geradas pela superposição dessas superfícies são designadas ou pela notação B^{kn} , na qual n representa a superfície de D_3 que está superposta à s (S_1 ou S_2), ou pela notação B_k que designa os eixos de *kink* e a superposição das duas superfícies conjugadas. As direções de cisalhamento, obtidas a partir da análise estrutural, são designadas pela notação a_{kn} , em que kn representa a superfície K_1 ou K_2 .

A complexidade estrutural da região de Abadiânia acarretou uma série de dificuldades de correlação estratigráfica e estrutural. Para tanto, foi necessário utilizar, ao mesmo tempo, todos os critérios/elementos de correlação disponíveis e

analisar a sua validade local para cada situação (ver Williams 1985). Para permitir o acompanhamento e a visualização das macroestruturas formadas durante o estabelecimento das superfícies deformacionais de D_3 , construiu-se uma série de perfis aproximadamente perpendiculares à direção da foliação K_1 e do eixo B^{K_1} (Fig. 2). A construção dos perfis diretamente sobre uma base que delimita a área mapeada possibilitou, além da representação espacial das estruturas geradas por D_3 , a identificação do que se denominará, nos perfis, de Linhas de Descontinuidade. Essas unhas representam superfícies de deslocamento (Fa_{K_1}) ligadas ao desenvolvimento de K_{15} e são caracterizadas pela ocorrência de crenulações tipo microcisa-lha nos flancos inversos das dobras assimétricas F_{K_1} . Assim, definida a extensão lateral das diferentes Unhas de descontinuidade, compartimentou-se a área mapeada em segmentos, delimitados por duas superfícies de descontinuidade, com o intuito de isolar os domínios de maior homogeneidade para os elementos estruturais mesoscópicos relacionados à K_1 . Estes segmentos receberam o nome a partir da superfície que os limita a sul.

A análise de diagramas *ir* e *p*, construídos para os diversos segmentos, é a base da metodologia utilizada para a análise estrutural. Os detalhes que cercam a utilização dessa técnica de análise são apresentados por Turner & Weiss (1963) e por Ramsay (1967). Tais procedimentos permitiram uma ampla discussão sobre o processo deformacional impresso por K_1 e por K_2 sobre o posicionamento e o significado estrutural das fases D_1 e D_2 e sobre a relação cinemática entre as fases D_1 , D_2 e D_3 .

GEOLOGIA E PETROTRAMAS DEFORMACIONAIS

A região de Abadiânia sofreu uma evolução estrutural polifásica complexa, onde foram identificadas cinco superfícies deformacionais. Embora os efeitos de superposição estejam regularmente desenvolvidos e distribuídos na área, a complexidade estrutural e a particularidade das estruturas geradas requerem a apresentação de um sumário prévio sobre a articulação e a natureza das superfícies deformacionais que permita um melhor acompanhamento da caracterização das "petro-tramas" deformacionais e, posteriormente, da própria análise estrutural. Nesse sentido, foi elaborado o quadro 1, no qual constam a atitude média das superfícies e dos eixos deformacionais, e as estruturas geradas em cada fase deformacional.

O objetivo desta seção não é descrever profundamente a variação da intensidade de transposição, conforme a categorização sugerida por Gray (1977), ou a variação da regularidade de desenvolvimento das foliações, de acordo com as categorias sugeridas por Powell (1979); o objetivo é descrever preferencialmente a trama metamórfico-deformacional final de cada superfície, pois são as características petrográficas destas tramas que permitem, em muitas ocasiões, reconhecer quais as superfícies deformacionais envolvidas numa determinada estrutura. Por outro lado, o desenvolvimento do trabalho de análise estrutural mostrou a necessidade e a importância de caracterizar qualitativamente a morfologia geométrica das crenulações; por isso, é feita a distinção entre crenulações tipo microdobra e tipo microcisa-lha (Hanmer 1979), cujo significado, dentro de cada estrutura, será discutido oportunamente.

Os tipos litológicos da área mapeada (Fig. 3) estão estruturalmente ordenados em uma pseudo-estratigrafia, que resulta de intenso processo de milonitização regional durante a fase deformacional D_1 . Esta pseudo-estratigrafia é composta, do topo para a base, por gnaisses/ xistos porfiroclásticos, por rochas metassedimentares (sequência gradacional entre moscovita quartzitos, grafita- mosco vita- quartzo xistos e granada-mica-quartzo xistos) e pelos corpos de serpentinito e de rochas máficas. As relações de contato entre os diferentes litotipos são exclusivamente tectônicas por meio da xistosidade S_1 .

A xistosidade S_1 dos gnaisses/ xistos porfiroclásticos está

Figura 2 - Mapa de perfis geológico-estruturais da região de Abadiânia. Cada perfil está representado de duas formas: 1. a parte inferior é o perfil sem exagero vertical, no qual estão indicados os mergulhos aparentes das foliações S_1 ou S_2 ; 2. a parte superior é o perfil construído com um exagero vertical de 10X, no qual são apresentadas as estruturas deformacionais F_{K1} com mergulhos corrigidos

Figure 2 - Structural profiles map of the Abadiânia region. Each profile are presented in two ways: 1. the lower one is the original profile, where are indicated the apparent dips of the S_1 or S_2 foliations; 2. the upper one is 10-times exaggerated profile, where are presented the deformational F_{K1} structures with the corrected dips

Quadro 1 — Resumo da natureza e da orientação média das superfícies e dos eixos de deformação desenvolvidos em cada fase de deformação analisada na região de Abadiânia (GO)

Chart 1 - A summary of the nature and of the deformational surfaces and axis mean orientations that were developed in each deformational phase in the Abadiânia region (GO)

Fase de Deformação	Superfície	Eixos de Crenulação	Observações sobre as estruturas geradas
D ₁	S ₁		Superfície de milonitização regional que gera uma pseudo-estratigrafia ordenada e que tem uma pequena angularidade com S ₂
D ₂	S ₂ = 200-25NW	B ₁ ² = 22-300	Dobra F ₂ recumbente com eixo oblíquo à direção geral de S ₂ , o que sugere uma geometria em "bainha" de escala regional
D ₃	K ₁ = 275-50NE	B ₁ ^{K1} 25-270 B ₂ ^{K1}	Dobras assimétricas F _{K1} com geometria <i>kink</i> , com pequena amplitude, com comprimento de onda de 1,3 km e com superfície de descontinuidade de espaçamento de 0,75-1,3-2,6 km, que representam rampas laterais da lâmina de cavalgamento
	K ₂ = 000-45E	B ₁ ^{K2} 25-000 B ₂ ^{K2}	Dobras assimétricas F _{K2} com a mesma geometria e amplitude de F _{K1} , mas com comprimento de onda de 25-26 km
	K _{BO} = 045-80SE		Fraturas distensivas com ou sem preenchimento de quartzo de veio

marcada pela alternância de bandas formadas essencialmente por porfiroclastos de quartzo, de feldspato e, raramente, de moscovita e de turmalina com bandas onde cristalizam clinozoisita-ou-granada+moscovita+biotita+albita+quartzo. As texturas são miloníticas e de intensidade extremamente variável, o que resulta na formação de um conjunto bandado em diversas escalas, dentro do qual se podem identificar *pods* miloníticos menos deformados. O protolito inicial dos *gnais*-*s*/xistos porfiroclásticos, como verificado nos *pods* miloníticos, é uma rocha plutônica de composição granodiorítica portadora de grandes zonas pegmatíticas.

Nas rochas metassedimentares, a xistosidade S₁ marca um bandamento milimétrico contínuo que resulta da concentração diferencial de minerais claros e escuros. A paragênese metamórfica varia entre cloritóide+anfíbólio-f granada + feldspato + moscovita+biotita+quartzo e grafita± moscovita+quartzo, de acordo com o litotipo sedimentar predominante. Os porfiroblastos de granada são menores que 3-5 mm e possuem uma estrutura interna do tipo *snow-ball*.

As rochas ultramáficas ocorrem em nove pequenos corpos com completa serpentinitização e com variáveis transformações metassomáticas de bordo que resultam de sua interação química com as rochas encaixantes (metassedimentos) durante o metamorfismo. Dentre os litotipos que compõem os corpos ultramáficos, os serpentinitos são aqueles que apresentam as características texturais mais marcantes para as superfícies deformacionais e, por isso, têm as suas xistosidades descritas. A xistosidade S₁ dos serpentinitos apresenta uma textura lepidoblástica que é marcada por lamelas muito grossas de serpentina; Maltman (1978) denomina este tipo de textura como *ribbon* e relaciona a sua formação com processos de milonitização.

As rochas metabásicas, por sua vez, ocorrem em quatro corpos cuja área aflorante é de uma ordem de grandeza maior do que aquela dos corpos ultramáficos. A sua xistosidade S₁

possui uma textura nematoblástica bem desenvolvida; porém, em algumas ocasiões, a presença de *augen* grossos de anfíbólio, com formas sigmoidais e com variável desmembramento ao longo das clivagens, permite indicar uma textura ultramilonítica e, também, um protolito gabróico para as rochas básicas. Observações mais sutis permitem verificar que a xistosidade S₁ está formada por bandas milimétricas, onde são reconhecidas três paragêneses metamórficas: 1. albita+quartzo, 2. mica branca±quartzo±albita+epídoto e 3. biotita±albita±quartzo±epídoto+anfíbólio. As bandas milimétricas com diferentes paragêneses se agrupam, por sua vez, duas a duas para formar um outro bandamento, agora em escala centimétrica.

A xistosidade S₁, em qualquer dos litotipos, está completamente desenvolvida; ou seja, não são observadas quaisquer estruturas do tipo clivagem de fratura, ou crenulações que pudessem isolar remanescentes de estruturas planares, ou lineares anteriores. Portanto, a xistosidade S₁ constitui o marcador geológico inicial dos estudos de deformação da área. De outro modo, as características texturais e estruturais gerais descritas para a xistosidade S₁ permitem identificá-la como uma superfície de intensa milonitização regional, que marcou o primeiro episódio deformacional da área (D₁).

As superfícies deformacionais posteriores à S₁, embora estejam presentes em todos os litotipos, nem sempre são identificadas como xistosidade em todos eles, pois o grau de desenvolvimento daquelas superfícies deformacionais está condicionado à estrutura gerada nas fases D₂ e D₃. O termo final da superposição das superfícies S₂ e K₁ (as xistosidades) só foram observadas nas rochas metassedimentares e nos corpos ultramáficos; nos demais litotipos, a intensidade de superposição das superfícies S₂, K₁ e K₂ varia entre crenulações discretas e zonais (Gray 1977) com desenvolvimento bem regular (Powell 1979).

Nesse sentido, o granada-mica-quartzo xisto possui uma

Figura 3 - Mapa geológico da região de Abadiânia (GO)
Figure 3 - Geological map of the Abadiânia (GO) region

macroestrutura bandada, que é formada pela alternância de zonas onde predomina a trama metamórfico-deformacional S_1 com zonas onde predomina a trama S_2 . Esta macroestrutura bandada sugere que S_1 foi paralelizada à S_2 durante a fase D_2 e que a presença de S_2 , tão bem desenvolvida neste litotipo, é consequência da sua localização na parte mais interna das dobras recumbentes F_2 . A xistosidade S_2 , propriamente dita, caracteriza-se por uma textura grano-lepidoblástica grossa, por lentes muito adelgadas de minerais félsicos e pela constante presença de vênulas de quartzo, ou de segregações de feldspato+clorita+quartzo na charneira de micro e de mesodobras; as vênulas de quartzo marcam, portanto, microdobras sem raiz que, com o completo desenvolvimento de S_2 , dão origem a lineações do tipo *rods*. A paragênese metamórfica recrystalizada ao longo de S_2 , com exceção do anfibólio e do cloritóide, é a mesma que cristalizou ao longo de S_1 os porfiroblastos de granada alcançam tamanho da ordem de 10 a 20 mm durante o estabelecimento de S_2 e mostram uma estrutura interna do tipo $S_1 // S_{ze}$.

Os corpos ultramáficos, por estarem alojados no granada-mica-quartzo xisto, também possuem uma xistosidade S_2 muito bem desenvolvida. Esta xistosidade é marcada por uma textura lepidoblástica fina; microscopicamente, percebe-se que a xistosidade S_2 recrystaliza lamelas finas de serpentina que transpõem, em grau variável, a serpentina *ribbon* e que resulta, então, numa textura denominada *bladed-mat* por Maltman (1978).

Das superfícies conjugadas da fase D_3 , K_1 é a mais marcada nesta região, porque está posicionada de acordo com as rampas laterais da lâmina de cavalgamento. Esse mesmo controle de intensidade de transposição está envolvido na manifestação da xistosidade K_1 , pois ela somente foi identificada no segmento EF1, que representa a fusão das superfícies de descontinuidade DF e BD1, e numa pequena superfície de descontinuidade interna no segmento EF2. A xistosidade K_1 está marcada por um bandamento diferenciado grosso (2 mm - 4 mm) no qual ocorre a recrystalização da mesma paragênese metamórfica observada ao longo de S_2 ; os porfiroblastos de granada das fases anteriores são rompidos e ocorre a recrystalização de novos porfiroblastos com estrutura interna tipo *snow-ball*.

Os corpos ultramáficos que foram cortados por superfícies de descontinuidade F_{K_1} mostram, normalmente, o desenvolvimento de uma xistosidade K_1 , que também possui textura lepidoblástica fina devido à recrystalização de lamelas finas de serpentina e à formação de uma textura *bladed-mat*.

A petrografia de cada litotipo revelou que houve recorrência na cristalização de uma mesma paragênese metamórfica índice em todas as fases de deformação; portanto, é indicado que todo o processo deformacional impresso nos litotipos desta região ocorreu dentro de idênticas condições de temperatura e de pressão. A investigação de um campo de estabilidade comum da paragênese de cada litotipo forneceu temperaturas dentro do intervalo de 550°C e 600°C e pressões acima de 5 kbar para um metamorfismo que ocorreu sob condições de média a alta FO_2 (Strieder 1989).

FASE DEFORMACIONAL D_3 Em toda a região próxima ao paralelo 16°00'S, tanto K_1 quanto K_2 desenvolvem dobras assimétricas de pequena amplitude; porém, enquanto o comprimento de onda de K_1 é de aproximadamente 1,3 km, o comprimento de onda de K_2 é da ordem de 25-26 km. As superfícies de descontinuidade ligadas à K_1 localizam-se no flanco inverso das dobras F_{K_1} e, desta forma, têm um espaçamento de 0,75-1,3-2,6 km.

Na figura 4, é possível perceber, a partir da orientação das superfícies de descontinuidade (F_{K_1}), que a atitude de K_1 sofre inflexão para NW no lado oeste da área. Isto é o resultado da superposição de K_2 , que ocorre ou como simples fraturas de espaçamento variável (lado leste), ou como cunivagem de

crenulação (microdobra, ou microcisa no lado oeste). Assim, toda a região de Abadiânia é deformacionalmente homogênea com relação a K_2 , enquanto as suas partes leste e oeste são, separadamente, domínios homogêneos com relação a K_1 .

A partir destas considerações, a área é dividida em oito segmentos que recebem denominações diferentes para as partes leste e oeste e, então, a análise estrutural de DS é desenvolvida em três etapas: **a.** é analisada a natureza da superfície K_1 com base nos dados estruturais obtidos nos segmentos da parte leste, **b.** são analisados os efeitos da inflexão NW da superfície K_1 e **c.** é analisada a natureza da superfície K_2 a partir da análise estrutural da inflexão de K_1 e de B^{K_1} .

ANÁLISE DE K_1 NA PARTE LESTE A natureza de K_1 é obtida a partir do afloramento em granada-mica-quartzo xisto que está localizado na zona de charneira de antiformal F_{K_1} , junto ao Corpo de Serpentinó n° 9 (CS 9). Nesse afloramento, foi possível obter uma quantidade razoável de medidas de planoaxial e de eixo de microdobras F_2 em apenas um dos lados perpendiculares ao eixo B^{K_1} , o que garante a homogeneidade das medidas com relação à deformação causada por K_1 , e possibilita a sua utilização para avaliar o mecanismo de deformação que atuou no desenvolvimento desta superfície. O diagrama TT e J5 destas medidas é apresentado na figura 5 e mostra que a dispersão de $B^\wedge$ se adapta muito bem a um grande círculo de atitude média 204—20NW, embora esta dispersão não o abranja completamente; assim, este padrão de dispersão indica um mecanismo de cisalhamento simples para o desenvolvimento de K_1 .

A generalização desse procedimento para os dados individualizados de cada segmento da parte leste (Fig. 6) mostra uma boa concordância com o padrão de dispersão do afloramento discutido acima. A superfície média de melhor ajuste para a dispersão de $B^\wedge$, considerado o conjunto destes segmentos, tem atitude 200-25NW. A interpretação do cisalhamento simples como o mecanismo responsável pelo desenvolvimento de K_1 e das estruturas relacionadas é um ponto de consequências importantes e deve merecer atenção na medida em que a dispersão das lineações $B^\wedge$ não abrange completamente o grande círculo médio que foi indicado. A pequena amplitude das dobras, a pequena extensão da zona de charneira e a descontinuidade dos afloramentos dificultaram a localização de outros afloramentos com as características daquele apresentado acima. A identificação de crenulações e de mesodobras concêntricas e *chevron* (Johnson & Ellen 1974) poderia sugerir que as dispersões da lineação Bf se fizessem num pequeno círculo com eixo centrado em B^{K_1} , porque são dobras causadas por mecanismo de flambagem. No entanto, todos os diagramas ir - p construídos para os segmentos da parte leste mostram consistência quanto ao grande círculo locado e apresentam uma variável amplitude de dispersão da lineação $B^\wedge$; em nenhum destes diagramas é possível localizar um pequeno círculo para a dispersão de B_1^2 . Assim, a geometria das crenulações deve estar refletindo a natureza das anisotropias da trama envolvida na formação por K_1 (Gray 1979) e não a geometria da macroestrutura onde ocorrem. Portanto, é mantida a interpretação dada ao mecanismo de deformação que gera a superfície K_1 .

Caracterizado o mecanismo de cisalhamento simples na geração das estruturas ligadas à K_1 , pode-se determinar a posição espacial dos eixos cinemáticos principais desta deformação por meio dos procedimentos delineados por Ramsay (1967). A utilização de tais procedimentos nas figuras 5 e 6 mostra que a orientação dos eixos B^{K_1} está muito próxima da direção de cisalhamento da superfície K_1 (a_{K_1}); isto tem como consequência a pequena amplitude das dobras geradas e está registrado nos perfis da figura 2. Além do mais, pelo exame das figuras anteriores, percebe-se que o eixo B^{K_1} médio e a direção a_{K_1} de cisalhamento para cada segmento estão aproximadamente contidas na superfície em que dispersam B_1^2 .

Figura 5 – Diagrama π e β da deformação de S_1 por S_2 (Aflor. P. 102B; $B_1^1 \leftarrow$) e de S_2 por K_1 (Aflor. P. 104G; $B_2^1 \rightarrow$). O diagrama representa o hemisfério inferior do estereograma de igual-área

Figure 5 – π - β diagram for deformation of S_1 by S_2 (outcrop P. 102B; $B_1^1 \leftarrow$) and of S_2 by K_1 (outcrop P. 104G; $B_2^1 \rightarrow$). The diagram is the lower hemisphere of the equal-area net.

A estrutura interna de cada segmento sofre modificações laterais que podem ser acompanhadas pela observação dos perfis da figura 2. Assim, o Segmento AC1 não parece, ao nível de exposição atual, estar marcado por uma superfície de descontinuidade no lado leste da área; porém, a oeste (perfil B-B', Fig. 2), a superfície de descontinuidade que o individualiza ganha contorno mais nítido e, muito provavelmente, se estende sob o Chapadão Laterítico de Planalmira para encontrar a Superfície de Descontinuidade DF. A Superfície de Descontinuidade AC2, ao contrário, perde expressão em direção a oeste, onde se localiza uma grande sinforme F_{k1} , que se estende do Córrego Alvarenga até o Córrego Quilombo.

A Superfície de Descontinuidade BD2 é a de maior expressão na área e tem continuidade para oeste como EF2. Na parte mais a leste da área, o segmento individualizado por esta superfície não mostra evidência de qualquer dobramento; contudo, para oeste, a disposição espacial de S_1 e S_2 sugere, inicialmente, uma estrutura sinforme (Córrego d'Abadia), que passa para um conjunto sinforme-antiforme-sinforme (Córrego Alvarenga) cuja amplitude aumenta gradativamente.

A Superfície de Descontinuidade BD1 é individualizada a partir do flanco normal da antiforme do Segmento BD2 (altura do Córrego Arribaço) e se estende para oeste até se unir com a Superfície de Descontinuidade DF e dar origem a um intenso desenvolvimento de xistosidade K_1 e a estruturas muito particulares no Segmento EF1.

O Segmento ADI constitui uma grande dobra antiforme que limita a parte sul da área (Fig. 2) e que se estende para

oeste (Segmento EF4 - GF) onde a interferência de K_1 e K_2 produz um padrão do tipo 1 $\rightarrow$ 2 (Ramsay 1967). Assim, os procedimentos de análise estrutural (Turner & Weiss 1963) exigem a subdivisão adicional do Segmento EF4-GF; ou seja, a estrutura de interferência foi desmembrada em subdomínios leste, sudoeste e noroeste (Fig. 7) com relação à superfície deformacional S_{15} de modo a se obter uma melhor homogeneidade para os elementos estruturais medidos no segmento e se realizar uma melhor análise da estrutura. A figura 7C mostra, por análise comparada com as figuras 7A e 7B, a natureza da dispersão dos elementos planares e os lineares da segunda fase deformacional no Segmento EF4-GF.

Em muitas ocasiões, tem-se demonstrado a utilidade de mesoestruturas na elucidação, por correlação ou por semelhança, do padrão desenvolvido pelas macroestruturas deformacionais. Este parece ser o caso da mesoestrutura apresentada na figura 8, que ocorre em afloramento no leito do Rio Corumbá, onde uma dobra de F_{k1} está superimposta a mesodobras assimétricas F_2 (Fig. 8A). Mais especificamente, a mesoestrutura está relacionada à charneira de uma mesodobra F_2 (Fig. 8B e 8C); as fraturas observadas na mesoestrutura possuem a mesma orientação da superfície K_1 têm forma sigmoidal e dão origem a dobras e a inflexões de S_1 num padrão semelhante àqueles observados nos diversos segmentos individualizados na região (comparar Fig. 8B e 8C com Fig. 2). O comportamento dos elementos estruturais do afloramento é apresentado na figura 8D e mostra-se concordante com os padrões observados para os diversos segmentos individualizados na parte leste da área.

Análise de K_1 na parte oeste Nos segmentos da parte leste da área e nos segmentos DF e EF4-GF, K_1 foi medida apenas como planoaxial de crenulações tipo microdobra, ou como superfície de deslizamento em crenulações tipo microcisa. Contudo, K_1 está marcada como uma intensa xistosidade com características de bandamento diferenciado grosso principalmente no Segmento EF1; a intensificação de K_1 neste segmento, é o resultado da fusão de duas superfícies de descontinuidade (BD1 e DF) e gera diversas mesoestruturas agrupadas da seguinte maneira:

- mesolitos de crenulação (Fig. 9B): possuem tamanho que varia entre 30 cm e 150 cm;
- *boudins* estabelecidos pela existência de um discreto contraste de ductilidade, que ocasiona o rompimento local da estrutura, a deposição de quartzo e a formação de dobra surreica no *neck* do mesmo (Figs. 9A e 9C);
- *boudins* que estão estabelecidos em locais onde inexiste qualquer contraste de ductilidade e que levam a xistosidade K_1 a assumir uma forma anastomosada (Fig. 10), com rompimento incipiente (Fig. 11), semelhante a uma estrutura tipo *pinch-and-swell*.

Associadas à "boudinagem", é possível medir superfícies conjugadas (*kinks* normais, ou microcisaamentos: Figs. 9 e 12), cujo aparecimento, conjunto ou isolado, depende apenas do grau de anisotropia da rocha considerada (Cosgrove 1976). Estes *kinks* mostram uma perfeita simetria ortorrômbica com relação à xistosidade K_1 (bissetriz aguda dos planos conjugados) e aos eixos de boudinagem (Fig. 13) e indicam que K_1 sofreu ou estiramento ao longo de sua superfície, ou compressão perpendicular a esta mesma superfície.

De ocorrência mais restrita ao longo deste segmento, também se pode individualizar *kinks* reversos (nomenclatura de Cosgrove 1976), apresentados na figura 12, que tem a mesma simetria e posição dos planos conjugados do *Jdnk* normal (Fig. 13); contudo, neste caso, indicam uma compressão, segundo a direção anteriormente caracterizada, como de estiramento. A bissetriz obtusa dos dois tipos de *kink* é marcada por fraturas distensivas com ou sem preenchimento (Figs. 10, 11 e 12).

A atitude média de K_1 na parte oeste é 310-50NE e as li-

Figura 6 - Diagramas TT e P da deformação de S_1 e de S_2 por K_1 nos segmentos A1 (A), A2 (B), AC1 (C), AC2 (D), BD1 (E), BD2 (F) e AD1 (G). Nas figuras 6 D-F, é apresentada uma subdivisão adicional dos dados estruturais dos Segmentos AC2 e BD2 para indicar o tipo de influência exercida pelo desenvolvimento das fraturas relacionadas a K_2 ; esta subdivisão está assinalada por distintas superfícies de melhor ajuste. Símbolos como na figura 5

Figure 6 - TT and P diagrams of the deformation on S_1 and S_2 caused by K_1 in the segments A1 (A), A2 (B), AC1 (C), AC2 (D), BD1 (E), BD2 (F) and AD1 (G). In the figures 6D-F, it is presented an additional subdivision of the structural data from AC2 and BD2 Segments to indicate the kind of influence developed by fractures related to K_2 surface; this subdivision is signed by different best-fit planes. Symbols are as in figure 5

neações B^{k1} , dispostas predominantemente subhorizontalizadas, definem dois polos simetricamente opostos, como resultado da superposição local de K_a (Fig. 14). Porém, o padrão de dispersão das lineações B^{k1} nos Segmentos EF1, EF2 e EF3 é essencialmente diverso daquele dos segmentos anteriores: a dispersão se dá ao longo da superfície média K_1 em direção ao eixo do conjunto *kink/boudin*. Este efeito é produzido pela progressiva reorientação de $S_1 // S_2$ para a posição de K_1 infletida, que, durante a transposição, gera crenulações cujo eixo se aproxima daquele do conjunto *kink/boudin*.

O segmento EF2 é visto como uma continuidade do Seg-

mento BD2, que, ao nível de exposição atual, preserva a antiforme colocada junto à superfície de descontinuidade. A superfície K_1 , neste setor, está fortemente impressa na forma de crenulações com transposições locais. Nas proximidades do Corpo de Serpentinó CS I, a antiforme interna do segmento está diretamente sobre o flanco normal da antiforme colocada junto à superfície de descontinuidade, o que caracteriza a transposição do flanco inverso, a omissão da sinforme e a existência de uma pequena superfície de descontinuidade dentro do Segmento EF2.

No segmento EF3, por outro lado, não se definiu qualquer

Figura 7 - Diagramas π e β da deformação no Segmento EF4-GF: A. deformação de S_1 por K_1 no subdomínio leste do segmento; B. deformação de S_1 por K_2 nos subdomínios sudoeste ($S_1 = \bullet$) e noroeste ($S_1 = \bullet$) do segmento; C. deformação de S_2 por K_1 e por K_2 no segmento como um todo. Demais símbolos, como os da figura 5

Figure 7 - π and β diagrams of the deformation in the EF4-GF Segment: A. deformation of S_1 by K_1 in the east sub-domain; B. deformation of S_1 by K_2 in the southwest ($S_1 = \bullet$) and in the northwest ($S_1 = \bullet$) sub-domains; C. deformation of S_2 by K_1 and by K_2 in the segment on the whole. The others symbols are as figure 5

Figura 8 - Estruturas deformacionais identificadas no Afloramento P. 97F, localizado no leito do Rio Corumbá. A. Dobra F_M que envolve mesodobras F_2 assimétricas de flanco invertido. B e C. Representam o mesmo detalhe, em escala diferente, de mesoestrutura F_{K1} relacionada à charneira de dobras F_2 ; K_1 manifesta-se como fraturas inversas que causam imbricações e dobras da trama deformacional de S_1 em vários padrões geométricos. D. Diagrama π e β da deformação de S_1 e S_2 por K_1 e de K_1 por K_2 no Afloramento P. 97F. Também são apresentadas as medidas de ($\bullet$) S_1 deformada por S_2 para comparação com a deformação produzida por K_1 . Demais símbolos iguais àqueles da figura 5

Figure 8 - Deformational structures identified in the P. 97F outcrop that are localized in the Corumbá River. A. F_M fold upon asymmetric F_2 mesofolds of the inverted limb. B and C. are the same details, but in different scales, of a F_M meso-structure related to the hinge of a F_2 fold; the K_1 surface are present as inverse fractures that cause imbrications and folding of the original S_1 deformational fabric. D. π and β diagrams of the deformation of S_1 and S_2 by K_1 and of K_1 by K_2 in the P. 97F outcrop; some data of the deformation of S_1 ($\bullet$) by S_2 are also shown to compare with deformation produced by K_1 surface. The other symbols are the same as figure 5

Figura 9 – Estruturas mesoliton de transposição identificadas no Afloramento P. 51C. A. Transposição da trama metamórfico-deformacional de S_1 por meio de “boudinagem” durante o desenvolvimento da trama de K_1 . B. Mesoliton de dobra $F_1^{K_1}$; notar que a presença da superfície K_2 bem desenvolvida gera crenulação do tipo cisalha. C. Boudins sobre a trama metamórfico-deformacional de S_1 como resultado da transposição por K_1 .

Figure 9 – Transposition mesolithons structures identified in the P.51C outcrop. A. Transposition of the S_1 deformational fabric through boudinage during the development of the K_1 deformational fabric. B. $F_1^{K_1}$ fold mesoliton; notice that the presence of the K_2 surface generate a microshear-type crenulation. C. Boudins established upon S_1 deformational fabric as a result of the transposition by K_1 .

Figura 10 — Padrão anastomosado da xistosidade K_1 sobre moscovita quartzito identificado em duas partes (A e B) do Afloramento P. 52E. Notar as fraturas distensivas com deposição de quartzo localizadas nos adelgaçamentos da mesoestrutura.

Figure 10 - Anastomosed aspect of the K_1 schistosity on muscovite quartzite identified in two parts (A and B) of the P.52E outcrop. Notice the distensive quartz-filled fractures localized on the necking of the meso-structure.

dobras de maior expressão; dobras muito suaves e assimétricas são verificadas no gnaiss porfiroclástico exposto na base sul do Morro Santana e podem ser atribuídas a cisalhamento de contato (*layer-parallel shear*) durante os deslocamentos na superfície de descontinuidade EF2 que está estruturalmente

Figura 11 — Padrão anastomosado com estrangulamento da xistosidade K_1 em granada-mica-quartzito no Afloramento P. 55E. Notar a segregação de feldspato+clorita+quartzo no neck do estrangulamento.

Figure 11 - Anastomosed aspect with the necking of the K_1 schistosity on garnet-mica-quartz schist (P.55E outcrop). Notice the feldspar+chlorite+quartz segregation on the neck.

sobreposta. Assim, o segmento tem estrutura mais ou menos planar (isto é, sem dobras), com adelgaçamentos locais pouco desenvolvidos.

NATUREZA DA SUPERFÍCIE K_2 As superfícies de *kink* associadas aos *boudins*, descritos acima, podem aparecer isoladamente impressas sobre K_1 infletida, ou sobre S_1 // S_2 transpostos. A orientação espacial destas duas superfícies é

Figura 12 – Meso-estrutura desenvolvida sobre a xistosidade K_1 no Afloramento P. 52F, onde estão relacionados os dois tipos de kink. Notar o posicionamento das segregações de feldspato + clorita + quartzo ao longo de fraturas distensivas, que marcam a bissetriz obtusa (BO) dos planos conjugados e da superfície K_1 . Legenda: A. segregação; B. kink reverso; C. kink normal

Figure 12 – Meso-structure developed upon the K_1 schistosity on the P. 52F outcrop, where the two types of kinks are related. Notice the position occupied by the feldspar + chlorite + quartz segregation: it is in distensive fracture that marks the obtuse bisector of the conjugated surfaces and along K_1 fabric. Legend: A. segregation; B. reverse-type kink; C. normal-type kink

deformados por K_2 e verificar a homogeneidade da sua deformação.

A figura 15 apresenta um diagrama π do conjunto de foliações K_1 e K_a medidos na Região de Abadiânia; neste diagrama, o eixo médio da deformação promovida por K_2 é concordante com os eixos de Tanks e de boudin. A figura 16

Figura 13 - Diagrama π e β que apresenta as relações de K_1 com os planos conjugados de kink normal e reverso no Segmento EF1. Eixo de kink $\langle + \rangle$ normal e $\langle - \rangle$ reverso. Planos conjugados de kink $\circ$ normal e $\bullet$ reverso. Demais símbolos como os da figura 5

Figure 13 - π and β diagram to present the relationships between the K_1 surface and the conjugated planes of the normal and reverse kinks in the EF1 Segment. $\langle + \rangle$ normal, and $\langle - \rangle$ reverse kink axis. normal and $\bullet$ reverse kink planes. The others symbols are as figure 5

semelhante à orientação espacial de K_2 e de K_1 regionais (Fig.14A). Estas duas observações sugerem uma relação bastante última entre as superfícies kink medidas e aquelas relacionadas à deformação regional. Para a verificação desta correlação, aprofunda-se a análise deformacional de K_2 pela utilização dos mesmos procedimentos adotados na análise de K_1 . A análise deformacional de K_2 é realizada em termos regionais, pois os registros de campo indicam-na como a última superfície deformacional impressa na região e, deste modo, não há necessidade de se dispor de um afloramento único no qual se pudesse medir uma quantidade razoável de eixos BC_1^{K1} e B_2^{K1} .

Figura 14 - Diagramas π - β da deformação de S_1 e de S_2 por K_1 . A. Segmento EF1, no qual estão apresentadas as superfícies de kink medidas isoladamente; B. Segmento EF2 e sua relação com K_2 e com as superfícies de kink; C. Segmento EF3 e sua relação com K_2 , designa as superfícies conjugadas de kink. Demais símbolos como os da figura 5

Figure 14 - π and β diagrams to show the deformation of S_1 and S_2 by K_1 . A. EF1 Segment, where are also presented the kink planes isolatedly measured; B. EF2 Segment and its relationship with K_2 and with kink planes; C. EF3 Segment and its relationship with K_2 designate the conjugated kink planes. The others symbols are as figure 5

Figura 15 - Diagrama π do conjunto das foliações K_1 e K_2 medidas na região de Abadiânia, o qual determina a natureza da inflexão de K_1 por K_2 e relaciona esta inflexão com os eixos de kink e de boudins. Símbolos iguais àqueles da figura 5
Figure 15 - π diagram of the K_1 and K_2 foliations measured in the Abadiânia region, which determine the nature of the inflection of K_1 by K_2 and relate this inflection to the kink and boudin axis. The symbols are the same as figure 5

Figura 16 - Diagrama P para os eixos B_1^{K1} e B_2^{K1} dos vários segmentos individualizados na região de Abadiânia, o qual foi utilizado para estabelecer a natureza da inflexão de K_1 por K_2 . Símbolos como na figura 5
Figure 16 - P diagram of the B_1^{K1} and B_2^{K1} axis measured in all segments in the Abadiânia region, which was used to establish the nature of the K_1 inflection. The symbols are the same as figure 5

Figure 16 - P diagram of the B_1^{K1} and B_2^{K1} axis measured in all segments in the Abadiânia region, which was used to establish the nature of the K_1 inflection. The symbols are the same as figure 5

apresenta a dispersão dos eixos B_1^{K1} e B_2^{K1} medidos em toda a área estudada; esta dispersão se faz sobre um grande círculo, com a mesma orientação geral daquele onde ocorre a dispersão de B_1^{K2} nos diversos segmentos já estudados e indica, também, um mecanismo de cisalhamento simples para a deformação causada por K_2 . Deste modo, a análise estrutural mostra que a direção a_{K2} de cisalhamento tem atitude 08 - 007.

A figura 17 apresenta uma comparação entre o conjunto das direções de cisalhamento determinadas até aqui e as principais direções de deformação determinadas a partir do conjunto *kink-boudins*. Esta comparação mostra, com coerência, que há uma relação entre aquelas superfícies na medida em que as direções de cisalhamento estão contidas nas superfícies conjugadas médias do conjunto *kink-boudins**

Outro método utilizado para verificar a natureza das superfícies regionais K_1 e K_2 consiste numa quantificação da intensidade de cisalhamento (γ) desenvolvida por Ka. Para isso, tomou-se o modelo simplificado da figura 18, algumas relações matemáticas fornecidas por Ramsay (1980) e, medido o ângulo médio entre K_1 inicial e final no plano $a_{K2} - c_{K2}$, obtém-se a expressão associada à figura 18.

Estes resultados são apresentados na figura 15 e, se comparados às figuras 13 e 17, mostram uma concordância muito boa tanto com relação à localização dos semi-eixos de máxima (e_1) e de mínima (e_3) elongação, quanto com relação à diferença angular entre as superfícies de cisalhamento determinadas acima ($67^\circ 30'$) e aquela entre os planos de *kink* ($65^\circ - 70^\circ$).

Figura 17 - Diagrama β das direções de cisalhamento a_{K1} e a_{K2} obtidas no tratamento dos dados estruturais dos vários segmentos. Observar as relações destas direções de cisalhamento com as superfícies conjugadas médias do conjunto *kink/boudin*, com as direções de máxima e de mínima elongação determinadas a partir daquelas estruturas
Figure 17 - β diagram of the a_{K1} and a_{K2} shear direction obtained in the treatment of the structural data of all segments. Observe the relationship between these shear directions, the mean *kink/boudin* conjugated planes and the directions of maximum and minimum elongation determined from that structures

$$\gamma = \tan \psi = \tan 40^\circ \quad \gamma = 0,839$$

$$\tan 2\theta = 2/\gamma \quad \theta = 35^\circ 45' \quad \chi_{K2} = 28^\circ - 340^\circ$$

$$R \text{ (razão deformacional)} = 2,262$$

$$1 + e_1 \text{ (compr. semi eixo x)} = 1,504$$

$$1 + e_2 \text{ (compr. semi eixo z)} = 0,665$$

Figura 18 — Modelo simplificado da inflexão de K_1 por K_2 para o cálculo da intensidade de cisalhamento envolvida na deformação por K_2 .

Figure 18 - Simplified model of the K_1 inflection used to calculate the shear strain intensity involved in the K_2 deformation

A inserção destes resultados sobre uma rede estereográfica (Fig. 19) define os campos do elipsóide geral de deformação onde há alongação e encurtamento e pode ser comparado àquele determinado a partir do conjunto *kink-boudin* (Fig. 17).

Assim, pode-se interpretar K_1 e K_2 como superfícies conjugadas de cisalhamento direcional de natureza dúctil que foram desenvolvidas na fase-deformacional D_3 . O sentido do deslocamento direcional da superfície K_2 pode ser facilmente avaliado a partir da inflexão de K_1 : deslocamento dextrógiro. Já a avaliação do sentido de deslocamento da superfície K_1 é mais difícil, porque o marcador geológico a partir do qual o sentido de deslocamento poderia ser avaliado ($S_1 // S_2$) tem uma pequena angularidade com a direção a_{k1} de cisalhamento (ver: Estrutura das fases D_1 e D_2). No entanto, o posicionamento das superfícies de descontinuidade em relação às dobras F_{k1} , que podem ser encaradas como *drags*, indica um deslocamento levógiro e o caimento da direção a_{k1} de cisalhamento um pouco menor do que o mergulho das superfícies $S_1 // S_2$.

O fato de K_2 ter um desenvolvimento mais tardio do que K_1 faz com que a foliação K_1 e a direção a_{k1} de cisalhamento sejam infletidas para a orientação do plano de máximo encurtamento ($e_1 - e_2$) do elipsóide geral de deformação (Ramsay 1980) e permite esclarecer melhor as estruturas descritas no Segmento EF1. A inflexão de K_1 para uma posição perpendicular à direção de máximo encurtamento, em consequência do incremento de K_2 , também favorece o generalizado desenvolvimento da xistosidade K_1 não só no Segmento EF1, mas também nos segmentos adjacentes que possuam a superfície K_1 infletida. As estruturas do tipo mesolitons de crenulação e *boudins* com pequeno contraste de ductilidade são consequência direta da transposição de K_1 sobre as tramas deformacionais anteriores. Por outro lado, os *boudins* onde o contraste de ductilidade inexistente são estabelecidos diretamente sobre a trama gerada por K_1 ; este último tipo de estrutura é

Figura 19 — Representação estereográfica (hemisfério inferior de rede igual-área) do elipsóide de deformação obtido por meio do cálculo da intensidade de cisalhamento de K_2 sobre K_1 , a qual fornece os campos de alongação máxima e mínima. Figure 19 - Stereographic representation (lower hemisphere of the equal-area net) of the total strain ellipsoid obtained from the calculation of K_2 shear strain intensity, which shows the maximum and minimum elongation fields.

descrita por Cobbold *et al.* (1971) como "boudinagem interna", ocorre em íntima associação com *kinks* normais e indica que os esforços geradores da xistosidade K_1 tiveram continuidade para além do limite de transposição total.

O *kink* reverso, ao contrário, marca que esforços compressivos atuaram ao longo da xistosidade K_1 . A sua pequena ocorrência, se comparada com os *kinks* normais, pode indicar uma fraca reorientação dos esforços como resultado de recomposição elástica na fase final do evento deformacional. Esta interpretação é coerente com a estrutura da figura 12, na qual os dois tipos de *kink* estão associados.

A interpretação do diagrama de frequência de fraturas apresentado na figura 20 se torna facilitada após a discussão e caracterização da natureza da deformação. Dois máximos importantes são ressaltados na figura 20: a. o primeiro corresponde a fraturas aproximadamente N-S, que representam a superfície K_2 e que causam a inflexão das estruturas geradas por K_1 ; b. o segundo são fraturas distensivas de orientação NE e que representam o plano bisetor obtuso das duas superfícies conjugadas de cisalhamento.

ANÁLISE INTEGRATIVA DAS FASES D_1 , D_2 E

DS O exame detalhado dos procedimentos de análise de Ramsay (1967) permite mostrar que a tendência de B_1 e de B_2^{K1} estarem próximas da direção a_{k1} de cisalhamento é consequência dessa direção de cisalhamento estar localizada sobre, ou muito próxima das superfícies $S_1 // S_2$. Neste caso, a dispersão dos eixos B deve necessariamente se fazer sobre a superfície $S_1 // S_2$, qualquer que seja a orientação original de B . Desse modo, as superfícies de melhor ajuste para a dispersão de B_1 , obtidas para os diversos segmentos, têm uma orienta-

Figura 20 – Diagrama de frequência de fraturas. Total: 136 fraturas

Figure 20 – Diagram of fracture frequency. Total: 136 fractures

ção média em 200-25NW e representam a orientação original de S_2 .

A atitude média 200-25 N W de S_2 e a sua caracterização como superfície de achatamento (granadas com estrutura interna S_1/S_{2e}) definem, para esta fase, dobras recumbentes F_2 com vergência ESE. As dobras F_2 estão estruturadas sobre a pseudo-estratigrafia resultante de um intenso processo de milonitização regional (D_1), que afeta todos os litotipos da área de modo a resultar contatos exclusivamente tectônicos por meio de S_1 .

A paralelização de S_1 e de S_2 é indicada pela formação da macroestrutura bandada nos granada-mica-quartzo xistos. Porém, a existência de crenulações tipo microdobras F_2 permite avaliar a relação angular entre S_1 e S_2 , conforme esquematizado na figura 4, e, desta forma, fazer uma correlação estratigráfica entre os diversos segmentos para definir a estruturação de D_2 e de D_1 . Por meio deste procedimento, foi possível estabelecer a pseudo-estratigrafia envolvida no dobramento F_2 , representada esquematicamente na figura 21.

Duas observações importantes resultam, ainda, da análise dos diagramas ir e (3) construídos. A primeira, apresentada nas figuras 5 e 8D, diz respeito a medidas em mesoestrutura da fase deformacional D_2 : verifica-se que a dispersão espacial de S_1 em torno de B_1^2 se faz ao longo da mesma superfície que a dispersão de S_1 , e S_2 em torno de B_1^{K1} e de B_2^{K1} . A segunda, mais claramente verificada nas figuras 6D, 6F e 6G, mostra que há uma dispersão dos eixos B_1^{K1} e que esta dispersão se faz ao longo da mesma superfície onde dispersam B_1^2 : seria de se esperar que esta dispersão ocorresse ao longo da superfície K_1 , já que S_1 foi previamente deformada em D_2 (Turner & Weiss 1963). Embora a dispersão de B_1^{K1} seja mais restrita do que aquela de B_1^2 e possa estar relacionada à superposição de K_2 , ambos os aspectos parecem indicar uma pequena angularidade inicial entre S_1 e S_2 e uma coaxialidade das deformações causadas

Figura 21 — Pseudo-estratigrafia resultante da deformação milonítica da fase D_1 . Legenda: A. gnaiss/xisto porfiroclástico; B. moscovita quartzito com nível de grafita-moscovita-quartzo xisto no contato transicional com C. granada-mica-quartzo xisto; D. corpos máficos; E. corpos ultramáficos

por S_2 e K_1 , o que justifica o pequeno espectro de dispersão de B_1^2 (Ramsay 1967).

A amplitude da dispersão de B_1^2 vai depender do ângulo inicial que este eixo faz com a direção a_{kl} de cisalhamento, da intensidade de cisalhamento e, também, do ângulo diedro entre as superfícies S_2 e K_1 . Uma vez que o ângulo diedro entre S_2 e K_1 está em torno de 40° e a dispersão de B_1^2 se faz próxima da direção a_{kl} de cisalhamento, pode-se levantar duas possibilidades: 1. a orientação original de B_1^2 era de alto ângulo com a direção a_{kl} de cisalhamento e, para se obter uma concentração de B_1^2 em torno daquela direção, a intensidade do cisalhamento foi maior do que $1,7$ (ângulo entre B_1^2 e $B_1^2 f > 70^\circ$), o que parece não ser o caso devido à inexistência de uma xistosidade K_1 generalizada em toda a área; 2. o eixo B_1^2 faz um ângulo relativamente pequeno com a direção a_{kl} de cisalhamento e qualquer tentativa de se quantificar a intensidade de cisalhamento resulta em valores mínimos de aplicação duvidosa.

A segunda possibilidade está de acordo com a mesoestrutura identificada em afloramento do Rio Corumbá (Fig.8) onde B_1^2 (22-300) está numa posição que, no mínimo, pode ser caracterizada como um "obstáculo" à continuidade da deformação gerada pela superfície K_1 . Uma comparação entre as figuras 5, 17 e 19 mostra que a localização do semi-eixo de mínima elongação do elipsóide geral de deformação $f_0 = 45-210$ é aproximadamente perpendicular a B_1^2 (22-300). Estas relações apontam para uma pequena angularidade entre B_1^2 e a_{kl} , como é sugerido pela análise dos diagramas ir e (3); além disso, sugerem uma relação cinemática entre as fases de deformação D_2 e D_3 , que será analisada na próxima sessão.

Assim, alcançado esse ponto de análise, parece importante retomar a discussão realizada no início da sessão "Fase Deformacional D_3 ", na qual se caracterizou o mecanismo de deformação que gerou a superfície de deformação K_1 ; naquele momento, foram analisadas algumas razões para a pequena dispersão dos eixos B_1^2 ao longo da superfície 200-25NW. Neste momento, com a indicação de uma pequena angularidade entre B_1^2 , a_{kl} e B_1^{K1} , está-se diante de uma deformação quase homaxial entre as dobras F_2 e F_{K1} , e diante de uma razão adicional para aquela pequena dispersão. Contudo, a observação das figuras 5 e 6 mostra que a dispersão dos eixos B^2 , embora minimizada pela proximidade dos eixos deformacionais, ainda não pode ser ajustada em um cone com cen-

tro em B^{k1} , mas, sim, num plano de retomada. Portanto, a interpretação de K_1 como superfície de cisalhamento é mantida e reforçada dentro do quadro geral de deformação da fase D_3 .

A partir desta definição das condições de deformação da fase D_3 , pode-se observar que a orientação inicial da superfície S_2 está localizada no campo de encurtamento do elipsóide geral de deformação D_3 (Figs. 17 e 19). Esta condição, portanto, dá início à formação das dobras tipo *kink* de expressão regional que foram esquematicamente representadas na figura 22. De um outro modo, se forem comparadas as figuras 5 e 6 com as figuras 14 e 16, observar-se-á que os flancos inversos infletem progressivamente para o campo de alongamento e, portanto, sofrem deslocamentos direcionais ao longo das superfícies de descontinuidade descritas. Os diferentes esforços aplicados sobre as dobras F_{k1} vão, então, resultar na diferença do padrão de crenulação observado: microdobras no flanco normal e na charneira e microcisalha no flanco inverso.

Outro aspecto que deve obrigatoriamente ser observado diz respeito à indicação de uma orientação N W para o eixo B^2 . Como todo o processo deformacional ocorreu dentro das mesmas condições gerais de metamorfismo e como esta associação petroectônica representa depósitos de calha de subducção (Strieder & Nilson, subm), pode-se esperar uma estreita relação cinemática e temporal entre as fases D_1 e D_2 . Desse modo, a pequena angularidade entre S_1 e S_2 pode ser preferencialmente traduzida numa diferença de mergulho, mas não numa diferença considerável de direção, pois isto mudaria significativamente os padrões de subducção. Assim, seria de se esperar que o eixo B^2 tivesse uma direção próxima daquela da superfície S_2 e não uma direção quase ortogonal, que, na verdade, seria a direção de transporte das dobras recumbentes F_2 .

A avaliação precisa do significado desta obliquidade necessita, ainda, de alguns trabalhos regionais e depende de uma boa compreensão dos padrões deformacionais desenvolvidos em zonas de convergência de placas.

Na seção seguinte, é apresentada uma discussão sobre os padrões deformacionais desenvolvidos na região de Abadiânia por meio de uma correlação com os padrões já conhecidos.

DISCUSSÃO Para procurar compreender as condições gerais em que as estruturas caracterizadas foram formadas, deve-se considerar duas possibilidades quanto à cinemática da deformação na região de Abadiânia: a. B^2 está servindo, casualmente, de obstáculo à deformação promovida por uma reorientação de esforços dentro de um mesmo ciclo tectono-térmico, ou b. o desenvolvimento de B^2 torna-se parte ativa, como causador, na instalação das superfícies conjugadas $K_1 - K_2$ de cisalhamento direcional.

O tipo de associação/estruturação tectônica comumente descrito para zonas de cavalgamento (Sanderson 1982) envolve o transporte diferencial das *nappes* pela adição de uma componente de cisalhamento tipo *wrench*, de modo a originar dobras "em bainha" de larga escala. Os modelos deformacionais analisados para esses terrenos (Sanderson 1979 e 1982, Coward & Potts 1983, Rattey & Sanderson 1982) indicam uma diminuição no mergulho do planoaxial, do ângulo interlimbos e da assimetria dos dobramentos recumbentes com a proximidade da superfície basal de cavalgamento; ocorre, também, uma diminuição da assimetria dos dobramentos recumbentes basais em direção às zonas onde o cisalhamento tipo *wrench* tem expressão dominante (Fig. 23A).

Nesse tipo de estruturação tectônica, a história tectono-deformacional registrada na região de Abadiânia torna-se

Figura 22 — Representação esquemática tridimensional da articulação das superfícies conjugadas K_1 e K_2 da deformação produzida sobre as superfícies $S_1 // S_2$: dobras assimétricas tipo *kink* de pequena amplitude

Figure 22 - Tridimensional sketch presenting the articulation of the K_1 and K_2 conjugated surfaces and the deformation promoted on $S_1 // S_2$ surfaces: asymmetric *kink*-type folds of small amplitude

Figura 23 - A. Modelo esquemático da distribuição dos esforços e da deformação nas zonas que envolvem processos de cavalgamento e transporte diferencial de lâminas de thrust. B. Representação tridimensional esquemática da deformação interna da lâmina de cavalgamento onde a região de Abadiânia está situada. As rampas laterais (K_1) e a superfície K_2 sugerem, para a região, uma estrutura interna do tipo foreland dipping duplexes

Figure 23 - A. Sketched model for the distribution of stress and strain in zones that where subjected to thrust processes with differential movement of the thrust sheets. B. Tridimensional sketch presenting the internal deformation of the thrust sheet where Abadiânia region is located. The lateral ramps (K_1) and the K_2 surfaces suggest a foreland dipping duplexes structure for this region

mais clara, e a superposição das diversas superfícies de deformação dentro de um único ciclo tectono-térmico pode indicar que as variações espaciais na taxa de deformação desenvolveram uma cronologia local para a história deformacional (Ridley 1986). Os modelos introduzidos acima (Fig. 23A) tratam basicamente de analisar, dentro da lâmina de cavalgamento, a variação dos esforços que levam à formação de rampas frontais ou laterais com mergulho voltado contrário ao seu senso de deslocamento (*hinterland dipping*; Boyer & Elliott 1982).

A limitação da área mapeada não permite a identificação das superfícies superior e inferior da lâmina de cavalgamento (*roof and floor thrusts*), tampouco uma investigação mais regionalizada do comportamento e do caráter espacial das superfícies conjugadas K_1 - K_2 ; porém, considerada a geometria e o posicionamento de K_1 , pode-se interpretá-la como rampas laterais cujo mergulho está segundo o senso de deslocamento e expansão de grandes *nappes*. Assim, se K_1 e K_2 são rampas internas de uma lâmina de cavalgamento, pode-se caracterizar, para a região, uma estrutura do tipo *foreland dipping duplexes* (Boyer & Elliott 1982), que, no momento, fica colocada em termos de sugestão. O caráter de rampas internas de uma lâmina de cavalgamento é fortemente sugerido pelo formato sigmoidal que adquirem as superfícies conjugadas K_1 - K_2 (Fig. 8B), pois as porções de baixo mergulho tendem ao paralelismo com as superfícies de cavalgamento superior e inferior. De outro modo, a obliquidade entre as direções de B^1 e de S_2 pode sugerir que as dobras recumbentes desta região tenham uma geometria "em bainha" de larga escala e que o seu desenvolvimento ocorreu ligado ao processo de milonitização regional (D_1), como é normalmente verificado em zonas de convergência crustal.

A partir destas características gerais, a estrutura geológica presente junto ao paralelo 16°S, denominada Inflexão dos Pirineus, está sendo entendida como o resultado do deslocamento diferencial de uma grande *nappe* F_2 . Este deslocamento diferencial foi conduzido pelas superfícies direcionais F_{k1} (rampas laterais), que agregam a componente tipo *wrench*, frequentemente caracterizada nessas regiões. A figura 23B tenta ilustrar o condicionamento estrutural e tectônico da região de Abadiânia, de acordo com as características discutidas acima.

A ausência de dados nesta linha de pesquisa está sendo gradativamente preenchida pela continuidade dos trabalhos em área mais a Sul (Santa Cruz de Goiás), onde as primeiras observações indicam a presença de importantes superfícies de deslocamento direcional que causam inflexões semelhantes àquelas dos Pirineus, e a possibilidade de se confirmar o outro flanco da grande dobra "em bainha".

ALOJAMENTO DOS CORPOS DE \SERPENTINITO-

TO Os nove pequenos corpos de serpentinito individualizados na região de Abadiânia estão relacionados a algumas das superfícies de descontinuidade (Fig. 3). Isto não significa, contudo, que o seu alojamento tenha ocorrido durante o desenvolvimento de tais superfícies, pois, em todos os corpos, foram identificadas as superfícies deformacionais S_1 , S_2 , K_1 e K_2 ; significa apenas que a superfície K_1 , pelo seu grau de desenvolvimento na região de Abadiânia, controla a geomorfologia e, portanto, o aparecimento destes corpos na superfície.

Um mapeamento estrutural foi realizado em cada corpo de serpentinito e os elementos estruturais medidos são apresentados na forma de diagramas ir e p na figura 24. Em termos gerais, a deformação das superfícies S_1 e S_2 por K_1 e por K_2 nos corpos de serpentinitos é compatível com a deformação das suas encaixantes.

O corpo de serpentinito CS9, localizado a leste dos demais, é flanco inverso da antifórme F_{k1} , está truncado pela Superfície de Descontinuidade AC 1 e tem uma dispersão das foliações S_1 e S_2 que ainda não mostra a influência da superfície K_2 (Fig. 24A). Já os Corpos de Serpentinito CS4, CS6 e CS8, localizados junto à antifórme da Superfície de Descontinuidade BD1, e o Corpo de Serpentinito CS7, truncado pela Superfície de Descontinuidade BD2, têm o eixo da dispersão das foliações S_1 e S_2 infletido para NW (Fig. 24C) como consequência da inflexão de K_2 ; nestes corpos, é possível identificar algumas crenulações, ou fraturas pouco espaçadas que representam K_2 . A inflexão do eixo de dispersão das foliações S_1 e S_2 é acentuada nos Corpos de Serpentinito CS2 e CS3, que estão respectivamente localizados nos flancos normal e invertido da antifórme adjacente à Superfície de Descontinuidade EF2 (Fig. 24E). O efeito extremo é encontrado no Corpo de Serpentinito CS1, localizado a sul da Superfície de Descontinuidade EF1, que está quase completamente transposto pela foliação K_1 . A identificação de crenulações K_2 justifica a dispersão de K_1 e os restos de 82 segundo um eixo de atitude semelhante àquele do conjunto *kink-boudin* (Fig. 24D).

CONCLUSÕES A compartimentação e a análise estrutural realizadas na região de Abadiânia permitiram inicialmente verificar as condições de alojamento dos corpos de serpentinito e das rochas máficas na sequência metassedimentar do Araxá. Assim, como o granito milonitizado, foi verificado que as rochas máficas e ultramáficas foram alojadas durante uma fase de intenso processo de milonitização regional (D^1) ocorrido em zona de sutura crustal, já que este tipo de associação petrotectônica marca depósitos de calha de subducção e é conhecida como melange ofiolítica.

Em segundo lugar, o estudo geológico-estrutural realizado mostrou que a deformação impressa na região desenvolveu-se em três sucessivas fases:

D₁ - Intenso processo de milonitização regional que é res-

Figura 24 - Diagramas π - β da deformação de S_1 e/ou S_2 por K_1 e/ou K_2 nos Corpos de Serpentinito (A) CS9, (B) CS4, CS6 e CS8, (C) CS7, (D) CS1 e (E) CS2 e CS3. Símbolos como na figura 5

Figure 24 - π and β diagrams of the deformation caused by K_1 and/or K_2 on S_1 and/or S_2 of the Serpentinites Bodies (A) CS9, (B) CS4, CS6 e CS8, (C) CS7, (D) CS1 e (E) CS2 e CS3. The symbols are as figure 5

ponsável pela estruturação de uma pseudo-estratigrafia ordenada;

D₂ - Fase de dobramento recumbente cuja xistosidade possui uma pequena angularidade com a xistosidade/ foliação milonítica da primeira fase. O eixo da dobra recumbente, na região de Abadiânia, é oblíquo à direção geral de S₂. Estas duas características podem sugerir que a dobra recumbente F₂ foi formada como o resultado do processo de milonitização e que possui uma geometria "em bacia" de escala regional;

D₃ - Fase que desenvolve duas superfícies de cisalhamento direcional (K₁ e K₂) responsáveis por dobras com geometria *kink* de pequena amplitude, por superfícies de descontinuidade (falhas) e pela expressão geomorfológica dos alinhamentos atualmente observados na região. As superfícies Fa_{R1} estão posicionadas como rampas laterais de uma lâmina de cavalgamento de modo a introduzirem a componente de cisalhamento direcional tipo *wrench*, responsável pelo seu transporte diferencial e, desta forma, propiciarem o desenvolvimento de

nappes com geometria "em bacia".

As relações cinemáticas entre as fases deformacionais e a observação de que uma mesma paragênese metamórfica índice recristaliza ao longo de cada superfície deformacional indicam que apenas um evento tectono-térmico foi responsável pela estruturação identificada e que, então, a região pode ser correlacionada com zonas de tectônica convergente que envolvem intensos processos de cavalgamento.

Agradecimentos O autor quer expressar os seus agradecimentos ao Professor Aripilho Antônio Nilson do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pelo auxílio nos trabalhos de campo e pelas discussões dos resultados obtidos. Também, ao colega José Affonso Brod (Instituto de Geociências da Universidade de Brasília) e ao professor Luis A. D. Fernandes (Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) pelas discussões e pelas sugestões para o texto final.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO F?, J.O. 1981. Contribuição à estratigrafia e tectônica da região da mega-inflexão dos Pirineus - Goiás Centro Meridional. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Resumos...* Goiânia, SBG. p.24-27.
- ARAÚJO F?, J.O. & LEONARDO, O.H. 1986. A esmeralda do Município de Pirenópolis, Goiás; um exemplo de greisenização de talcoxistos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...*, Goiânia, SBG. v. 4, p. 1835-1845.
- BARNES, J.W. 1981. *Basic geological mapping. Series n- 1; Hoisted Press.* New York, Wiley & Sons. 112p.
- BOYER, S.E. & ELLIOT, D. 1982. Thrust systems. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 66 (9): 1196-1230.
- COBBOLD, P.R.; COSGROVE, J.W.; SUMMERS, J.H. 1971. Development of internal structure in deformed, anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12(1):23-53.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. Salvador, *Anais... Rev. Bras. Geoc.*, 12 (1/3):78-88.
- COSGROVE, J.W. 1976. The formation of crenulation cleavage. *Jour. Geol. Soc. London.*, 132 (1):155-178.
- COWARD, M.P. 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Jour. Struct. Geol.*, 5(2):in-123.
- COWARD, M.P. & POTTS, G.J. 1983. Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *J. Struct. Geol.*, 5(3/4):383-399.
- DRAKE Jr, A.A. 1980. The Serra de Caldas Window, Goiás. *UJS.GJS. Prof. Paper*, 1119 (A-B):A1-A11.
- GRAY, D.R. 1977. Morphologic classification of crenulation cleavage. *Jour. Geology*, 85 (2):229-235.
- GRAY, D.R. 1979. Geometry of crenulation-folds and their relationship to crenulation cleavage. *Jour. Struct. Geol.*, 1 (3): 187-205.
- HANMER, S.K. 1979. The role of discrete heterogeneities and linear fabrics in the formation of crenulations. *Jour. Struct. Geol.*, 1 (1):81-91.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SIMÕES, L.S.M.; SOUZA, M.A.T. 1978. O contato basal do Grupo Canastra entre Itad de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: SIMP. GEOL. DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1978, *Anais...* Belo Horizonte, SBG/NMG. p. 179-198.
- JOHNSON, A.M. & ELLEN, S.D. 1974. A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible elastic multilayers; I. Introduction. *Tectonophysics*, 21(2):301-339.
- MALTMAN, A.J. 1978. Serpentine textures in Anglesey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89 (7):972-980.
- MARINI, O.J.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M. 1979. *Mapa geológico da Faixa Brasília, escala 1:2.000.000.* Brasília, UnB-Departamento de Geologia. (Publ. Int.).
- POWELL, C. McA. 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58 (1):21-34.
- RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks.* New York, McGraw-Hill. 568 p.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.*, 2(1/2):83-99.
- RATTEY, P.R. & SANDERSON, D.J. 1982. Patterns of folding within nappes and thrust belts: examples from the Variscan of Southwest England. *Tectonophysics*, 88 (2):247-267.
- RIDLEY, J. 1986. Parallel stretching lineation and fold axis oblique to a shear displacement direction - a model and observations. *Jour. Struct. Geol.*, 8 (6):647-653.
- SANDERSON, D.J. 1979. The transition from upright to recumbent folding in the Variscan Fold Belt of Southwest England: a model based on the kinematics of simple shear. *Jour. Struct. Geol.*, 1(3):171-180.
- SANDERSON, D.J. 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics*, 88 (1/2):201-233.
- SIMÕES, L.S.A. & FUCK, R.A. 1984. "Estratigrafia, deformação e metamorfismo do Grupo Araxá na região de Mossamedes, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3181-3195.
- STRIEDER, A.J. 1989. Geologia, petrologia e tectônica dos corpos de serpentinito de Abadiânia (GO). Brasília. 208p. (Dissertação de Mestrado, IG/UnB). (Inédito).
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. Melange ofiolítica nos metassédimentos Araxá e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geol.* (Subm.).
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963. *Structural analyses of metamorphic tectonites.* New York, McGraw-Hill. 536 p.
- WILLIAMS, P.F. 1985. Multiply deformed terrains - problems of correlation. *Jour. Struct. Geol.*, 7 (3/4):269-280.

MANUSCRITO A628

Recebido em 06 de novembro de 1989

Revisão do autor em 04 de maio de 1990

Revisão aceita em 10 de junho de 1990