

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

MODULE DES SCIENCES DE LA TERRE

"LES RELATIONS STRUCTURALES AUTOUR DU LOBE
ANORTHOSITIQUE DE ST-FULGENCE, REGION DU SAGUENAY"

par BERNARD LAPOINTE

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DE LA
MAITRISE EN SCIENCES APPLIQUEES (GEOLOGIE)

MAI 1984



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RESUME

La cartographie de la région au nord de St-Fulgence a permis d'établir une chronostratigraphie des roches présentes: s'y retrouvent des gneiss tonalitiques (Age I) et des gneiss charnockitiques ocellés (Age II) qui ceintruent le lobe anorthositique de St-Fulgence (Age III).

Le contact entre le lobe et les gneiss encaissants se caractérise par une zone de roches extrêmement broyées et recristallisées. Cette recristallisation affecte surtout le faciès noritique formant la bordure du lobe anorthositique. Cette norite a incorporé mécaniquement des gneiss de l'encaissant et les a broyés jusqu'à ce qu'ils ne soient plus reconnaissables, sauf localement.

L'analyse structurale des gneiss ceinturant le lobe démontre que la foliation de ces roches, développée avant l'arrivée de l'anorthosite, a subi un bouleversement lors de la venue de celle-ci. Le redressement des axes de plis en allant du sud au nord vers l'anorthosite ainsi que le plissement des structures pré-existantes résultent de la mise en place finale du lobe de St-Fulgence.

Les relations structurales et temporelles entre l'anorthosite, la leuconorite et la norite par rapport aux gneiss encaissants permettent de bâtir une chronologie de mise en place du lobe de St-Fulgence. Cette chronologie, qui se résume par la cristallisation en profondeur de l'anorthosite, l'injection d'une enveloppe de norite, la recristallisation de cette norite, l'injection de dykes leuconoritiques puis l'insertion mécanique d'écrans de l'encaissant dans cette norite supporte une mise en place diapirique du lobe de St-Fulgence et, par extension, de l'ensemble du massif du Lac St-Jean dans les roches encaissantes.

TABLE DES MATIERES

1. INTRODUCTION.....	1
1.1 Problème des anorthosites et but du travail.....	1
1.2 Contexte géologique.....	4
1.3 Localisation et méthode de travail.....	7
2. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE.....	11
2.1 Complexe de gneiss (Age I et II).....	12
2.1.1 gneiss tonalitique.....	12
a) paragneiss.....	15
b) gneiss tonalitique ocellé.....	22
c) gneiss tonalitique avec feldspath potassique...	22
d) gneiss granitique.....	27
2.1.2 gneiss charnockitique ocellé.....	28
2.1.3 amphibolites.....	30
2.2 Les roches plutoniques (Age III).....	32
2.2.1 le lobe de St-Fulgence.....	32
a) anorthosite et leuconorite.....	33
b) norite recristallisée.....	37
2.2.2 la mangérite.....	39
2.3 Dykes et autres intrusifs.....	40
a) dykes de diabase	40
b) dykes granitiques.....	40
c) dykes de lamprophyre	40

3. RECRISTALLISATION ET CATACLASE.....	42
3.1 Norite recristallisée et écrans.....	43
3.2 Relations norite/leuconorite.....	50
3.3 Evolution de la texture en mortier.....	57
3.4 Evolution de la mylonitisation.....	60
3.5 Zone de contact.....	64
4. ANALYSE STRUCTURALE.....	66
4.1 Foliations.....	66
4.2 Linéations.....	67
4.3 Axes de plis.....	67
4.4 Analyse structurale.....	70
5. DISCUSSION.....	77
5.1 Discussion.....	79
5.2 Conclusion.....	86
TRAVAUX FUTURS.....	90
BIBLIOGRAPHIE.....	91
REMERCIEMENTS.....	94
ANNEXES.....	95

LISTE DES FIGURES

fig. 1: "Stratigraphy of the old gneiss complex".....	5
fig. 2: Localisation du massif d'anorthosite du Lac St-Jean....	8
fig. 3: Localisation de la zone d'étude.....	9a
fig. 4: Carte géologique simplifiée de St-Fulgence.....	9b
fig. 5: Classification des roches rencontrées.....	13
fig. 6: Stratigraphie et minéralogie des roches rencontrées....	14
fig. 7-8-9 et 10: Photos du gneiss tonalitique lité.....	16-17
fig. 11: Emplacement des minéraux associés au paragneiss.....	18
fig. 12: Vue microscopique du litage dans le paragneiss.....	21
fig. 13: "The criteria used for mapping deformation intensi- ties".....	24
fig. 14 et 15: Photos de gneiss charnockitique ocellé.....	29
fig. 16 et 17: Vues microscopiques d'une amphibolite.....	31
fig. 18: Répartition des minéraux mafiques dans la leuconite... 34	
fig. 19: Dessin d'un affleurement où l'on voit norite et leu- conite côte à côte.....	35
fig. 20: Photo du phénomène illustré à la figure 19.....	36
fig. 21 et 22: Vues microscopiques de la norite recristalli- sée.....	38
fig. 23 et 24: Vues microscopiques du litage dans la norite recristallisée.....	44
fig. 25: Schéma montrant la détérioration progressive d'un écran.....	46
fig. 26 à 29: Photos montrant le broyage d'un écran.....	47-48

fig. 30: Schéma d'un affleurement à 10 mètres seulement du contact. (Aff. 439).....	51
fig. 31 à 34: Photos de détails de l'affleurement 439.....	52-53
fig. 35: Schéma de l'affleurement 72 où l'on voit le taux de déformation extrême des roches.....	55
fig. 36: Figure d'injection de la norite dans la leuconorite....	56
fig. 37 à 39: Vues microscopiques de la texture en mortier de l'anorthosite.....	58-59
fig. 40: Gneiss charnockitique à texture "flaser".....	61
fig. 41: Vue microscopique d'une mylonite.....	61
fig. 42 et 43: Vues microscopiques d'une ultra-mylonite.....	62
fig. 44: Localisation et schématisation des quatre coupes traversant le contact.....	65
fig. 45: Un type de pli observable dans les roches encaissant le lobe d'anorthosite.....	68
fig. 46: Axes de plis mesurés par stéréonet.....	69
fig. 47: Division du terrain en quatre domaines structuraux.....	71
fig. 48 à 51: Axes de plis des domaines A, B, C, D, reportés sur stéréonets.....	72-75
fig. 52: Evolution de la plongée des axes de plis dans le domaine D.....	76
fig. 55: Chronologie de mise en place du lobe de St-Fulgence....	87
fig. 56 et 57: Interprétation géologique autour du lobe de St-Fulgence.....	88

1. INTRODUCTION

1.1. Problème des anorthosites et but du travail

Les anorthosites posent depuis près d'un siècle un problème pétrologique complexe aux géologues qui les ont étudiées. Bowen (1928) fut l'un des premiers à poser le problème à savoir comment obtenir une si grande quantité de plagioclases de calcicité à peu près constante par cristallisation fractionnée d'un magma. Au milieu des années soixante le problème demeure entier et trois écoles de pensée s'affrontent (Isachsen 1969): 1- les anorthosites sont d'origine ignée et proviennent de la cristallisation d'un magma; 2- les anorthosites sont le résidu (res-tite) d'une fusion partielle de roches sous-crustales (tonalite); 3- les anorthosites sont des roches métamorphiques (métasomatiques). Enfin, en 1978, Emslie propose une hypothèse intéressante: les anorthosites sont d'origine magmatique et proviennent de la cristallisation d'un magma en grande profondeur dans un environnement stable (anorogénique). Les plagioclases précipitent dans un magma tholéitique enrichi en aluminium par l'éruption en surface de basalte. Selon Emslie les anorthosites ont cristallisé dans la partie inférieure de la croûte.

Martignole et Schrijver proposent en 1970 une évolution tectonique et un modèle de mise en place du massif de Morin. Ils démontrent qu'une partie de ce massif monta diapiriquement, à l'état déjà consolidé, et qu'une autre partie se déversa comme une nappe, également à l'état solide. Cette idée s'appuie sur les travaux de Ramberg (1967). Ce dernier étudie la déformation des roches sous le seul effet de la gravité. Il démontre qu'il est possible à un massif de roches de densité inférieure à celle des roches avoisinantes, à une profondeur donnée, de remonter dans la croûte sous le seul effet de cette différence de densité. Il donne un souffle nouveau à la tectonique verticale en généralisant le concept de diapir aux roches cristallines.

Plus récemment, Woussen et al. (1981), Dimroth et al. (1981), Coriveau (1982) et Martin (1983) travaillent sur les roches du massif du Lac St-Jean et son encaissant. Il est maintenant connu que les assemblages minéralogiques dans les roches encaissantes et ceux dans l'anorthosite indiquent des conditions P et T différentes, suggérant une profondeur de cristallisation plus grande pour l'anorthosite que pour les roches encaissantes.

Dimroth et al. (1981) proposent qu'un refroidissement inégal à l'intérieur du massif cause une différence de viscosité entre diverses parties du massif et provoque la séparation de lobes montant indépendamment.

C'est ainsi que le lobe d'anorthosite de St-Fulgence aurait monté dans des zones de déformation ductiles sans trop affecter la nature de son enveloppe.

Les buts de cette thèse sont d'étudier la nature du contact géologique entre les roches du lobe anorthositique de St-Fulgence et les roches encaissantes et, à partir des relations structurales entre les différents types de roche au contact, de vérifier le modèle diapirique de mise en place.

1.2 Contexte géologique

La zone d'étude se situe dans le segment des granulites centrales de la province tectonique du Grenville, partie sud-est du Bouclier Canadien (Wynne-Edwards 1972). La dernière période majeure de déformation, métamorphisme et recristallisation remonte à l'orogénie grenvillienne, il y a environ 950 ± 150 millions d'années. Le massif du Lac St-Jean ainsi que les autres plutons associés représentent l'activité intrusive majeure de l'époque Elsonienne. Les seules roches post-grenvilliennes sont représentées par des dykes de granite, de diabase et de lamprophyre. Les dykes de lamprophyre sont probablement reliés au complexe alcalin de St-Honoré (Thivierge et al., 1983) situé à l'ouest de notre zone d'étude et qui est recouvert par les calcaires paléozoïques du Trenton non plissés.

Toutes les roches cartographiées sont d'âge Pré-Cambrien. Un complexe de gneiss (Owen 1980, 1981) composé de gneiss tonalitique rubané (Age I) et de gneiss charnockitique (Age II) entoure le lobe de St-Fulgence. La figure 1 tirée de Owen 1981 représente la stratigraphie de ce complexe de gneiss. Les dykes d'amphibolites II correspondent à une période d'extension régionale tandis que les phénomènes de migmatisation (fin de l'Age II) sont l'expression d'une forte compression régionale. Ces phénomènes ont affecté tous les gneiss entourant le lobe de St-Fulgence.

fig. 1: "Stratigraphy of the old gneiss complex": Position stratigraphique des roches encaissant le lobe d'anorthosite de St-Fulgence. Déformation III -----→ S₃ résulte de la mise en place de l'anorthosite (Tiré de Owen, 1981).

Fig.1:STRATIGRAPHIE DU COMPLEXE DE GNEISS

STRATIGRAPHY OF THE OLD GNEISS COMPLEX

(----> : read "producing")

Saguenay graben faulting, mylonitization, and related events.

Age Group III

Déformation III ----> S₃ shearing

Mobilizate III pegmatites: pre/syn deformation III
Granite III

Regional Compression

Complex
Migmatization II

Mobilizate IIc: coarse grained discordant pods
Mobilizate IIb: syn-deformation IIc (----> S_{2c} - strain slip cleavage surfaces, axial planar to F_{2c})
Deformation IIb ----> F_{2b} folding; no axial plane schistosity
Mobilizate IIa: pre/syn-deformation IIb. S_{2a} controls leucosome localization.

Mobilizate II material filling interstices between D11a-boudinaged dyke amphibolites was probably generated syn-D11a

Deformation IIa: ----> S_{2a} (axial plane schistosity to F_{2a} folds)

Regional extension

Dyke
amphibolite II

IIc: dioritic dykes
IIb: even-grained amphibolite dykes, locally plagioclase-phyric
IIa: amphibole - phyric amphibolite dykes
-uncorrelated fine grained granitic dykes (pre-dykes)

Age Group II

Granite IIb
Granite IIa
Charnockitic gneiss

Deformation I ----> S₁
Migmatization I: mobilizate I veins define S₁ surface

Age Group I

Dyke amphibolite I
Granite I
Paragneiss, concordant amphibolite, calc-silicate

Woussen et al. (1981) reconnaissent une ceinture de rétro-métamorphisme de 10 à 15 km de largeur dans les gneiss encaissant le massif d'anorthosite. Corriveau (1982) définit ce rétro-métamorphisme du faciès granulite au faciès amphibolite comme suit: "D'après les équilibres d'échange et de transfert entre les minéraux, le métamorphisme régional a atteint une température maximale de 780° C et une pression maximale de 6.2 Kb... Les rééquilibrations (rétrométamorphisme) se sont faites à des températures de 690° C et à des pressions de 4.7 Kb".

Les roches ignées intrusives plus récentes, comme celle appartenant au massif (Age III) sont beaucoup moins déformées, sauf en bordure, et conservent pour la plupart des reliques de leurs textures primaires (Kehlenbeck 1972; Laurin et Sharma, 1975; Hocq, 1977; Woussen et al., 1981; Martin, 1983).

Woussen et al (1981) et Dimroth et al. (1981) reconnaissent à l'intérieur du massif trois générations différentes de dykes mafiques indiquant des conditions P et T de cristallisation décroissante, en allant vers les plus jeunes. Ceci témoigne que l'anorthosite est remontée dans la croûte terrestre à l'état solide ou suffisamment consolidée pour se faire injecter de dykes.

1.3 Localisation et méthode de travail

Le lobe d'anorthosite de St-Fulgence constitue une protubérance du massif d'anorthosite du Lac St-Jean. Il mesure environ 5 km de long et occupe une superficie de 20 km². Il est situé à 3 km au nord de St-Fulgence, une petite localité située sur la rive nord du Saguenay à 12 km à l'est de Chicoutimi (fig. 2 et 3).

La première partie de l'été 1982 fut consacrée à produire la carte géologique accompagnant cette étude (fig. 4 et **carte géologique** en poche). Des photos aériennes à l'échelle de 1:10,000 lorsque disponible et à 1:15,000 permirent de visiter la majorité des affleurements. Toutes les roches échantillonnées furent coupées puis colorées à la cobaltinitrite, ce qui aida à définir les grandes unités lithologiques. Plus de 140 sections minces ont été faites pour identifier les roches mais surtout étudier leurs textures de déformation et leur histoire de recristallisation.

La deuxième partie de l'été fut consacrée à l'étude du contact entre le lobe anorthositique et les roches encaissantes. Des cheminements furent faits perpendiculairement au contact et quatre de ces coupes furent retenues.

Le travail qui suit se divise en quatre parties:

- une description lithologique des roches rencontrées
- une description des phénomènes rencontrés dans la zone de contact en-

fig. 2: Localisation du massif d'anorthosite du Lac St-Jean
(Tiré de Dimroth et al., 1981).

fig. 3: Localisation du lobe d'anorthosite de St-Fulgence et
zone cartographiée durant l'été 1982 (Tiré de Dimroth
et al., 1981).

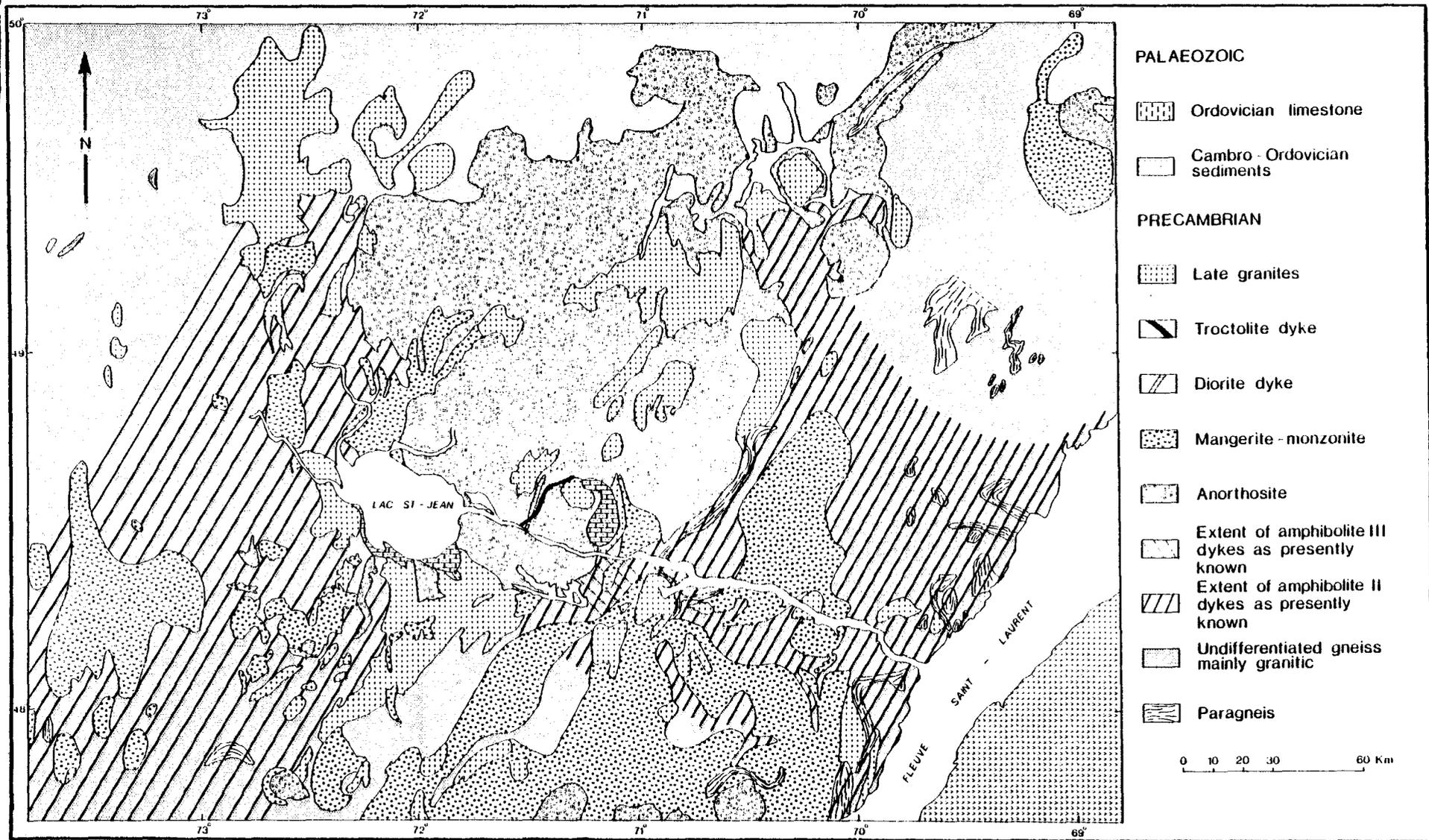


Fig.2

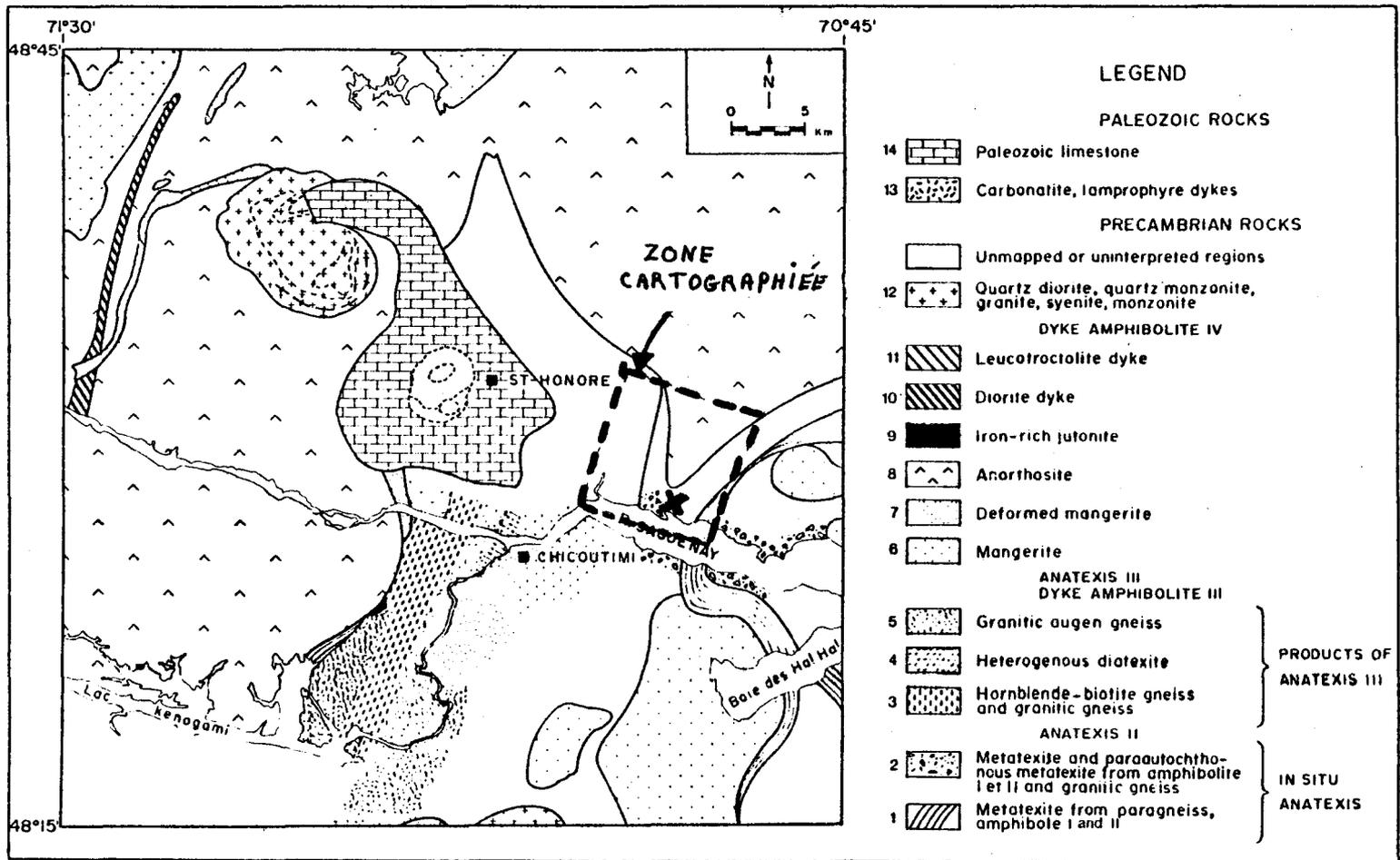


Fig. 3

fig. 4: Carte géologique simplifiée de la région de St-Fulgence.
D'après la **carte géologique** en pochette.

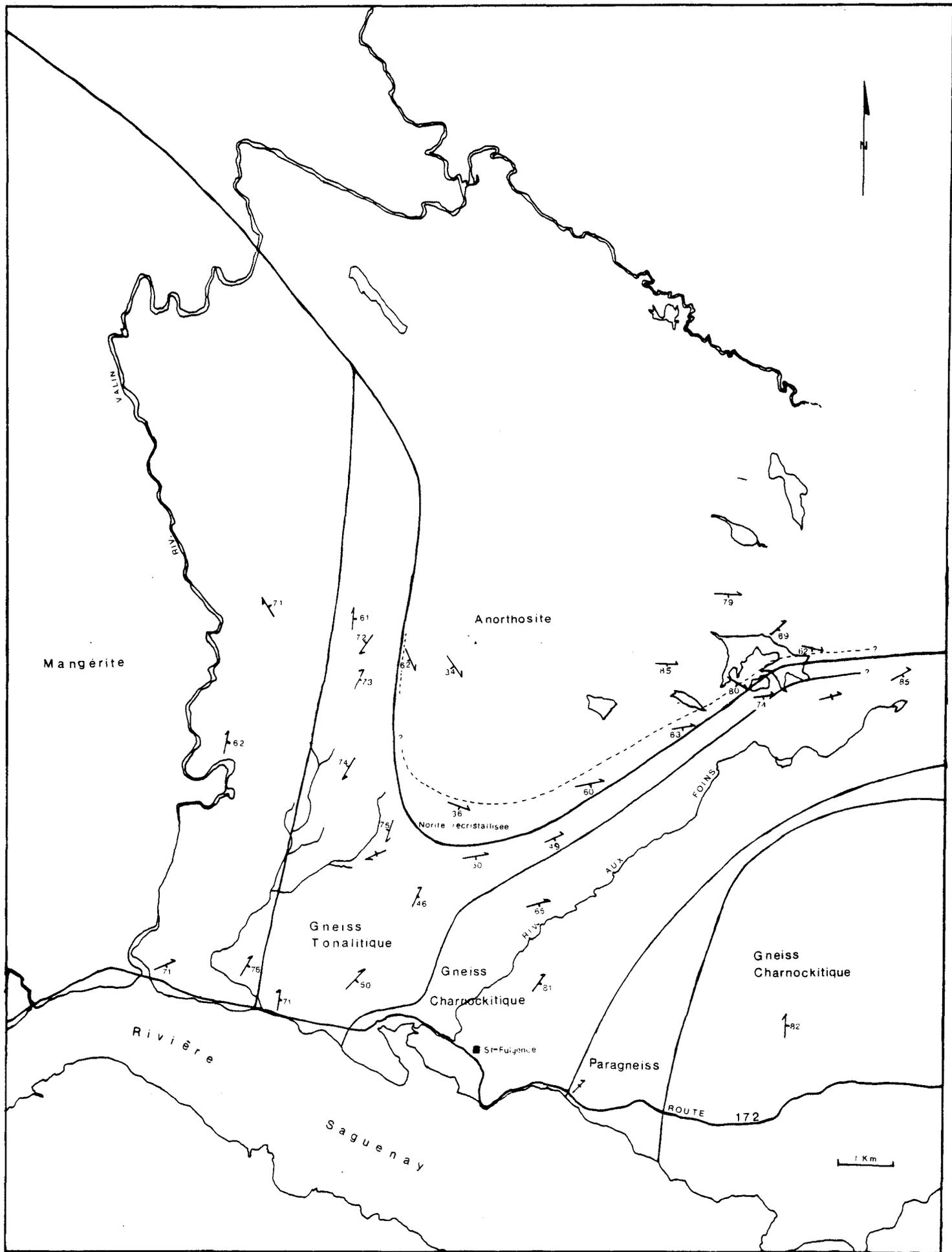


Fig. 4

tre l'anorthosite et les gneiss encaissants

- une analyse structurale
- et, enfin, une discussion-conclusion où une chronologie de mise en place du lobe de St-Fulgence est proposée.

2. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

Les roches de la région étudiée se divisent en deux grandes unités lithostratigraphiques :

- a) un complexe de gneiss comprenant des roches supracrustales et des granitoïdes gneissiques formant l'encaissant aux :
- b) roches plutoniques représentées surtout par l'anorthosite et la mangerite.

En plus d'une différence minéralogique, une distinction texturale caractérise les roches de l'encaissant face aux roches plutoniques. De même, une unité lithologique peut contenir plusieurs types de roches de minéralogie semblable mais à des degrés de déformation variés, par exemple une mylonite qui dérive du gneiss charnockitique ocellé.

2.1 Complexe de gneiss (Age I et II)

Dans ces gneiss, les caractéristiques originelles de la roche ont souvent été oblitérées par un ou des métamorphismes subséquents. La présence ou non d'un litage ou rubanement mésoscopique permettra donc de différencier les roches supracrustales qui le possèdent et qui sont représentées surtout par les gneiss tonalitiques (Age I), des roches où ce rubanement est absent, soit les gneiss charnockitiques (Age II): voir les figures 5 et 6. La différence entre ces deux types de gneiss est accentuée par la présence de feldspath potassique dans le gneiss charnockitique et son absence quasi-totale dans le gneiss tonalitique.

2.1.1 Gneiss tonalitique

Cette unité fut étudiée de façon plus particulière car elle ceinture le lobe anorthositique dans la région cartographiée. Le gneiss tonalitique contient du plagioclase (80%), du quartz (10%), de l'orthopyroxène (5%), de la hornblende verte (5%), peu de biotite et très localement du feldspath potassique.

Trois sous-faciès ou types de gneiss tonalitiques se distinguent:

- a) les paragneiss (de composition tonalitique)
- b) les gneiss tonalitiques ocellés
- c) les gneiss tonalitiques à feldspath potassique

fig. 5: Classification sur un triangle quartz-feldspath potassique-plagioclase des roches cartographiées à St-Fulgence. Sous le triangle apparaît la classification des roches du massif d'anorthosite du Lac St-Jean (M.A.L.S.J). (estimation visuelle après coloration)

fig. 6: Stratigraphie et Minéralogie des roches rencontrées. Les roches d'âge I et II forment le complexe de gneiss encaissant l'anorthosite d'âge III. Suit ensuite la minéralogie, granulométrie et texture des unités lithologiques (// = parallèle).

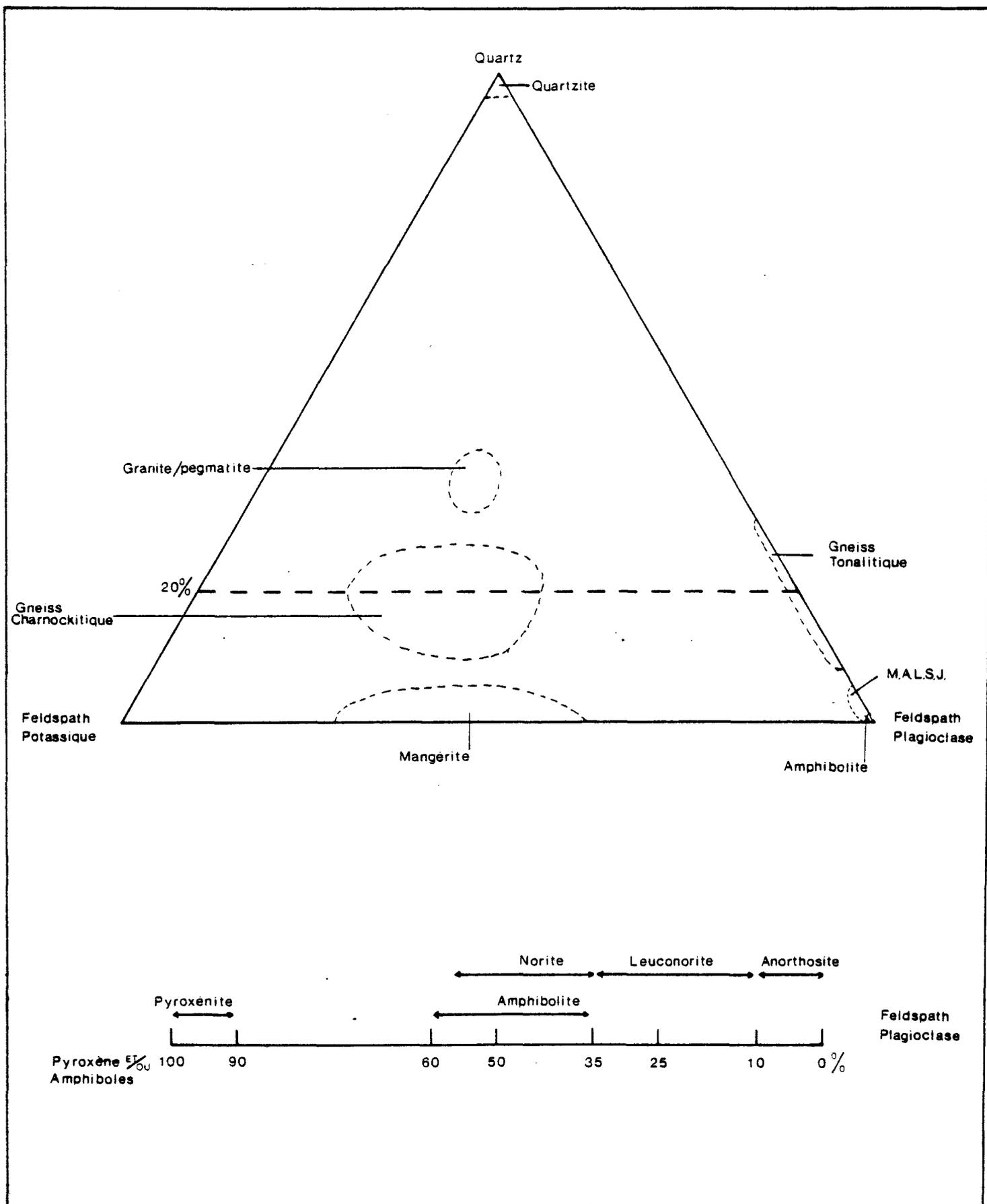


Fig.5

Fig. 6

STRATIGRAPHIE		MINÉRALOGIE (%)								∅ (mm)	TEXTURE	
		FP	FK	Qz	OPx	CPx	Hb.v.	Bt	Opaque			
AGE V	Lamprophyre											
	Diabase											
AGE IV	Granite	30	29	35	0	0	0	5	1	.5 à 5	Ignée	
	Pegmatite											
AGE III	Amphibolite											
	Mangérite	40	40	5	4	4	4	2	1	1 à 4	Ignée à mortier	
	M.A.L.S.J.	Norite	65	2	3	9	9	6	3	3	.2 à .8	Granoblastique (mosaïque)
		Leuconorite	85	0	0	?	7	5	1	2	.5 à 5	Porphyroclastique à gneissique
Anortosite		95	0	0	0	1	2	1	1	.5 à 50	Mortier à porphyroclastique	
AGE II	Amphibolite											
	Gneiss Charnockitique	30	30	25	5	4	2	2	2	.5 à 5	Oeillée à mylonite	
AGE I	Amphibolite	39	0	0	0	3	55	0	3	1	Equigranaulaire	
	Gneiss Granitique											
	Gneiss Tonalitique	lits felsiques	85	0	7	4	0	4	0	0	.1 à 1	Granoblastique, // foliation
lits mafiques		74	0	0	8	0	15	1	2	.1 à 5	Granulite, // foliation	

a) Paragneiss:

Les paragneiss ou gneiss semi-pélitiques forment plus de 75% de l'unité des gneiss tonalitiques et se reconnaissent par leur texture rubanée (fig. 7 à 10). L'origine sédimentaire de ces gneiss peut être déduite également par la présence de grenats, de bandes de quartzite et d'enclaves de minéraux calc-silicatés dans ces roches (fig. 11).

Les bandes de quartzite de largeur décimétrique et toujours parallèles au rubanement présentent une couleur blanche sale sur affleurement. La cassure fraîche montre presque exclusivement du quartz dont les grains ne sont cependant plus distinguables.

La série paragneissique contient des grenats. Ils sont très petits (< 1 mm) et répartis de façon homogène dans la roche. Le mode d'occurrence de ces grenats diffère de celui décrit par Owen (1981) dans la bande de paragneiss située à l'extrémité sud-est de la zone d'étude. En effet, ces derniers sont de l'ordre du centimètre et clairement éosyntectonique, tandis que les grenats situés près du lobe anorthositique sont recristallisés dans la roche et interstitiels aux minéraux felsiques du gneiss. On ne peut les relier à une épisode tectonique.

Les gneiss pélitiques ceinturant le lobe différent des paragneiss reconnus ailleurs dans la région (Owen 1981, 1980, Laurin et Scharma 1975) par leur complète absence de sillimanite, ce qui confère à ces roches un caractère moins alumineux.

fig. 7: Photo du gneiss tonalitique rubané (paragneiss). A remarquer la clarté du rubanement ainsi que la faille inverse avec un déplacement de quelques centimètres. Cette petite faille est injectée d'une pegmatite.

fig. 8: Angle différent du même affleurement (aff 107). Remarquer les deux générations de pegmatites.



Fig.7



Fig.8

fig. 9: Détail du même affleurement (107). On remarque l'alternance des bandes claires et foncées ainsi que le boudinage d'un dyke d'amphibolite.

fig. 10: Paragneiss montrant une enclave de minéraux calc-silicatés.



Fig.9



Fig.10

fig. 11: Emplacement des minéraux associés au paragneiss
(G= grenat, Q= bandes de quartzite, C= minéraux calc-
silicatés comme diopside, scapolite).

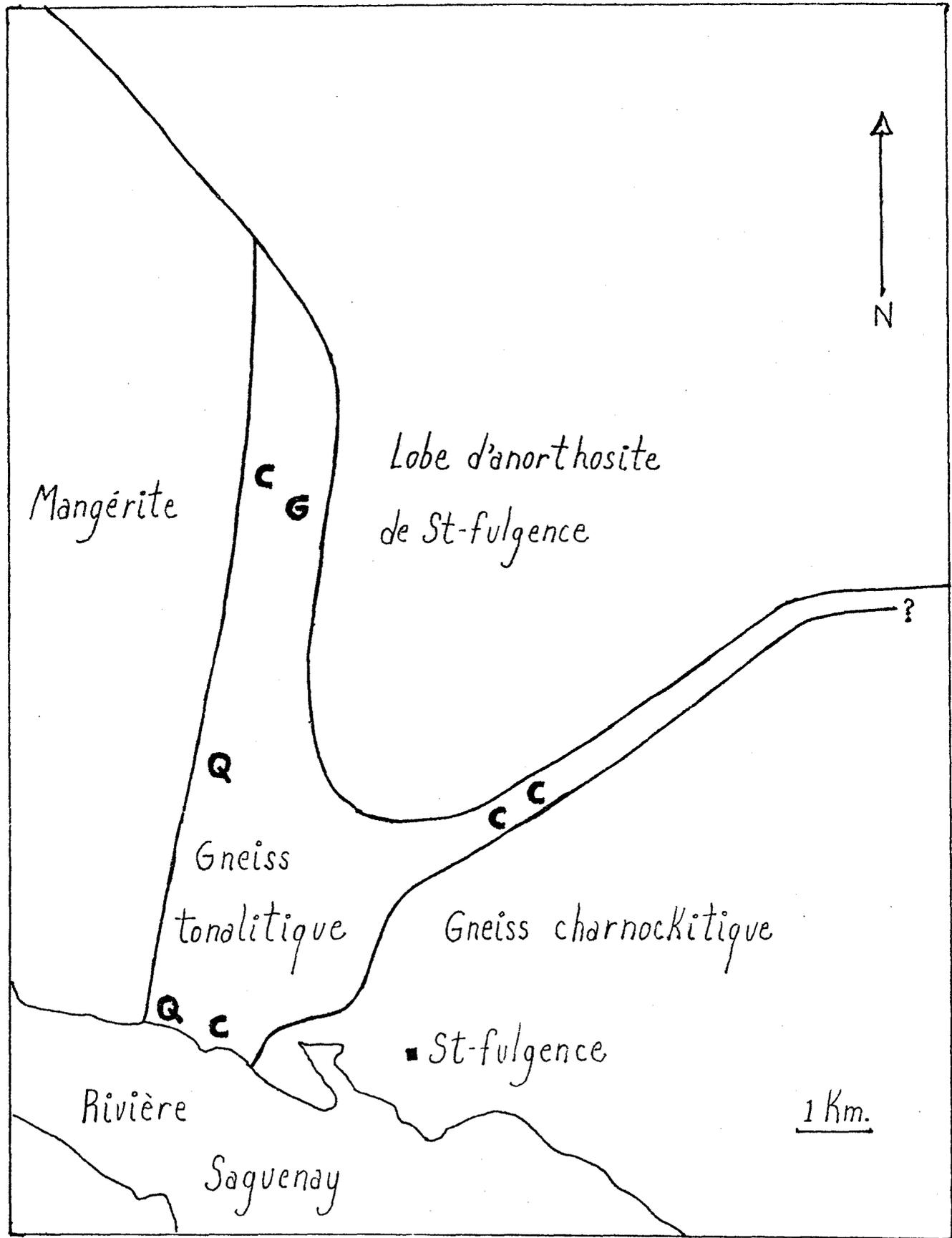


fig. 11

A au moins trois endroits des "enclaves" de minéraux calc-silicatés apparaissent dans le paragneiss. Il s'agit de poches vertes d'environ 15 à 20 cm de long et de forme ovale allongées parallèlement au rubanement. Des cristaux de diopside atteignant jusqu'à 3 cm sont responsables de la couleur verte foncée et du relief positif de ces enclaves (fig. 10). Enfin, la scapolite a été observée en lame mince sur deux échantillons. Quoique pouvant dériver d'une altération, le caractère calco-sodique de ce minéral mérite d'être mentionné.

En plus des indices minéralogiques, des indices structuraux permettent de postuler une origine sédimentaire à ces gneiss. Texturalement, il s'agit d'une roche très bien rubanée. Le rubanement est formé par une succession de bandes leucocrates et mélanocrates variant de 2 à 3 cm à plusieurs décimètres d'épaisseur.

Dans le cas du rubanement de faible épaisseur (2 à 3 cm), l'alternance entre les bandes claires et foncées est parfaite et il en résulte un véritable gneiss lité (fig. 12). Mais ce rubanement n'est pas toujours visible. Nous rencontrons parfois uniquement le matériel leucocrate sur une épaisseur de plusieurs mètres suivit d'une bande mafique de 1 à 2 mètres. Sur le terrain, ce phénomène fut interprété comme des dykes d'amphibolites injectés dans le matériel tonalitique. Notons cependant que les contacts entre ces "dykes" et le gneiss encaissant ne sont pas nets, donc très peu visibles.

fig. 12: Vue microscopique du gneiss tonalitique rubané (paragneiss) où le litage, ou rubanement, est particulièrement bien développé. En clair: plagioclase et quartz; en foncé: hornblende verte et orthopyroxène.



Fig.12

1mm

b) Gneiss tonalitique ceillé:

Ce gneiss a la composition du gneiss tonalitique lité mais sa foliation irrégulière lui donne une texture non rubanée. Le pourcentage de minéraux mafiques dans la roche est très variable. La répartition des minéraux felsiques et mafiques est hétérogène, chaque type de minéraux formant des zones dans la roche où ils dominent. Les cristaux de plagioclase présentent souvent des amas ressemblant à des yeux au microscope mais peu développés et très peu visibles sur affleurement. Notons également que sur un même gros affleurement (aff #46) il est possible de voir de petites zones de gneiss rubané dans du gneiss tonalitique ceillé.

Il s'agit du gneiss tonalitique non lité et ce dernier occupe moins de 15% de l'unité des gneiss tonalitiques. Cette roche possède peu d'indices sur son origine et seul son emplacement physique (sur le terrain) peut aider à la comprendre. On retrouve le gneiss tonalitique ceillé à des endroits à forte déformation, par exemple à proximité du bout du lobe où les directions des foliations sont très irrégulières et changeantes.

c) Gneiss tonalitique avec feldspath potassique:

Il faut noter tout d'abord que cette roche est localisée en bordure de l'unité lithologique, soit près du contact avec les gneiss charnockitiques.

Le feldspath potassique contenu dans la roche se retrouve soit localisé ou bien disséminé. Dans la plupart des cas le feldspath potassique est localisé en bandes de quelques centimètres d'épaisseur parallèles à la foliation. Les cristaux de feldspath potassique forment des yeux de 1 à 4 cm ayant un fort relief positif sur affleurement. Ils sont allongés et contenus dans un plan parallèle à la foliation.

Beaucoup plus rarement a été aperçu du feldspath potassique disséminé en très petits cristaux et de façon homogène dans la roche. Ce dernier mode d'occurrence ne fut remarqué qu'en laboratoire.

- Synthèse sur les paragneiss:

En la présence de bandes de quartzite ou de minéraux tels que grenat, diopside et même scapolite, une origine sédimentaire pour ces roches peut être avancée. Mais comme la quartzite et ces minéraux sont, somme toute, d'occurrence très locale, rien ne prouve que le rubanement soit partout le résultat d'un litage primaire (S_0 sédimentaire). Des travaux au sud-ouest du Groënland (Myers 1978), où la qualité des affleurements est exceptionnelle, ont démontré qu'un rubanement de la sorte peut résulter de l'aplatissement et de la réorientation d'injections (fig. 13). Dans les roches entourant le lobe il s'agirait de dykes d'amphibolites injectés dans une roche tonalitique. Le tout serait par la suite aplati et réorienté dans le sens de la foliation générale.

A prime abord, cette hypothèse explique tout aussi bien que le litage primaire le rubanement observé dans les paragneiss. Il est aussi évident que la dimension du rubanement aujourd'hui est fonction de l'épaisseur originale des dykes et du degré d'aplatissement de la roche totale.

Cette hypothèse a l'avantage d'être compatible avec l'absence de feldspath potassique dans les gneiss car ils résulteraient de l'injection de dykes dans un matériel tonalitique. Mais elle a également le désavantage de faire appel à un mécanisme beaucoup plus complexe qu'une simple réorientation d'un litage primaire.

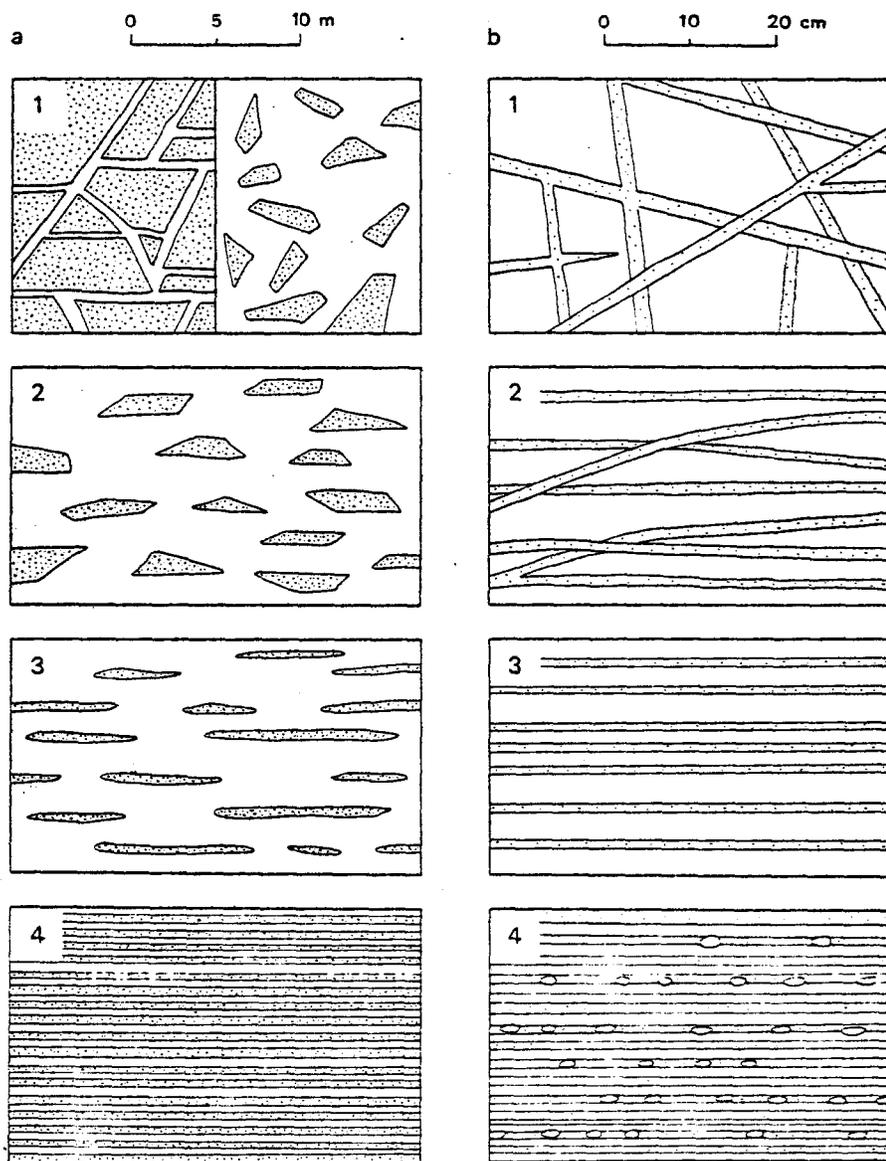


Fig.13 The criteria used for mapping deformation intensities: a, amphibolite (stippled); b, pegmatite veins (stippled) in quartzo-feldspathic gneiss (white), showing deformation states 1, low strain; 2, medium strain; 3, high strain; and 4, very high strain, viewed on YZ surface

Le rubanement à l'échelle centimétrique (fig. 7-8 et 9) résulterait selon nous d'une réorientation et possiblement de l'aplatissement d'un litage primaire sédimentaire d'autant plus que la différence minéralogique moyenne entre les bandes claires et sombres est faible (fig. 6). Quand au rubanement d'échelle métrique, il peut représenter des épaisseurs plus fortes du litage primaire mais la réorientation (et le bouddinage) de dykes d'amphibolites ne peut être exclue pour expliquer ce rubanement.

- Synthèse du gneiss tonalitique ocellé:

Il a été remarqué que ce gneiss est de même composition minéralogique que le gneiss tonalitique rubané mais sans son rubanement. Une question se pose alors: ce gneiss a-t-il déjà eu un litage qu'il aurait perdu au cours de déformations ultérieures ou bien n'a-t-il jamais été lité? Si ce gneiss n'a jamais été lité qu'est-ce qu'il fait là? Il pourrait résulter de la déformation d'anciennes intrusions tonalitiques à phénocristaux de plagioclases. Mais sa trop faible distribution sur le terrain, sa répartition géographique ainsi que le fait qu'il se retrouve toujours coincé dans du gneiss rubané rendent douteuse cette hypothèse.

En regard de ce qui a été mentionné ci-haut et en tenant compte du peu d'importance de ce gneiss sur notre terrain, nous concluons qu'il s'agit du gneiss tonalitique lité où le rubanement n'est presque plus visible par endroit.

- Synthèse du gneiss tonalitique avec feldspath potassique:

Il peut paraître anormal de garder dans notre classification des gneiss tonalitiques une roche contenant du feldspath potassique, mais nous le faisons pour les raisons suivantes:

- 1- Elle est très clairement incluse dans l'unité lithologique des gneiss tonalitiques
- 2- Elle représente moins de 10% de cette unité
- 3- La quantité de feldspath potassique est faible dans la roche, jamais plus de 15%

L'hypothèse qui va suivre peut paraître prématurée mais l'origine de ce gneiss a très peu à voir avec le but de cette thèse. C'est pourquoi nous nous permettons de suggérer que ce feldspath potassique est le résultat d'injection de matériel granitique provenant des gneiss charnockitiques avoisinants. Il s'agit donc d'un gneiss tonalitique enrichi en feldspath potassique par une migmatisation en système ouvert (1).

Dans le cas du feldspath potassique localisé en bandes, il résulterait de l'injection de veines granitiques produites par la migmatisation des gneiss charnockitiques avoisinants qui possèdent un point de fusion moins élevé que les gneiss tonalitiques. Lors de déformations ultérieures, ces veines se seraient boudinées et auraient disparu, laissant le feldspath potassique comme indicateur.

(1) Victor Owen, 1980, p.66 table 4 définit les différents systèmes de migmatisation et leurs injections résultantes. Voir aussi p. 54, table 3: Mechanisms of Migmatization.

Nous interprétons le feldspath potassique disséminé de la même façon. En déformant encore d'avantage les injections granitiques, il est possible qu'il ne reste plus rien de celles-ci. Il ne reste plus alors que de petits grains de feldspath potassique.

d) Gneiss granitique:

Ce gneiss représente moins de 1% des roches étudiées et ne constitue pas une unité cartographiable. Il est associé au gneiss tonalitique et se retrouve également près du contact avec le gneiss charnockitique.

Il s'agit d'un granite très gneissique de grain moyen à grossier et dont la quantité de minéraux mafiques varie beaucoup (de 5 à 40%). Le quartz forme des bandes de 2 à 3 mm d'épaisseur à fort relief positif. Un affleurement de ce gneiss peut faire plusieurs mètres carrés.

Ce gneiss n'a pas été étudié vu le faible intérêt qu'il représente. Il peut s'agir de venues granitiques précoces ou alors d'une quantité imposante de mobilisat venu des gneiss charnockitiques. Ce serait alors un phénomène d'enrichissement mais à plus grande échelle que décrit précédemment.

2.1.2 Gneiss charnockitique oeilé

Cette roche représente 20% de la zone d'étude et sa grande particularité est la présence de yeux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de grosseur. La répartition ainsi que la grosseur des yeux est hétérogène indiquant vraisemblablement la grosseur et le nombre des phénocristaux dans la charnockite originale.

Ces yeux sont de bons indicateurs du degré de déformation. Près de St-Fulgence les yeux sont sub-arrondis. Leur faible allongement et alignement marquent une foliation qui est plutôt ondulatoire. Plus au nord, les yeux sont franchement elliptiques (dans un rapport de 1 à 2) et bien alignés dans des plans parallèles à la foliation (fig.14).

En s'approchant du lobe de St-Fulgence vers le nord-est, les yeux sont plus petits et très allongés (fig. 15). La foliation très marquée est sub-parallèle au contact avec le lobe. Le développement de cette mylonite est intéressant et sera traité dans le chapitre 3.4.

fig. 14: Gneiss charnockitique ocellé. Les yeux de feldspath potassique s'allongent dans le sens de la foliation.

fig: 15: Gneiss charnockitique ocellé très déformé. Dans cette mylonite les yeux de feldspath potassique sont difficiles à voir en comparaison à la figure 14.

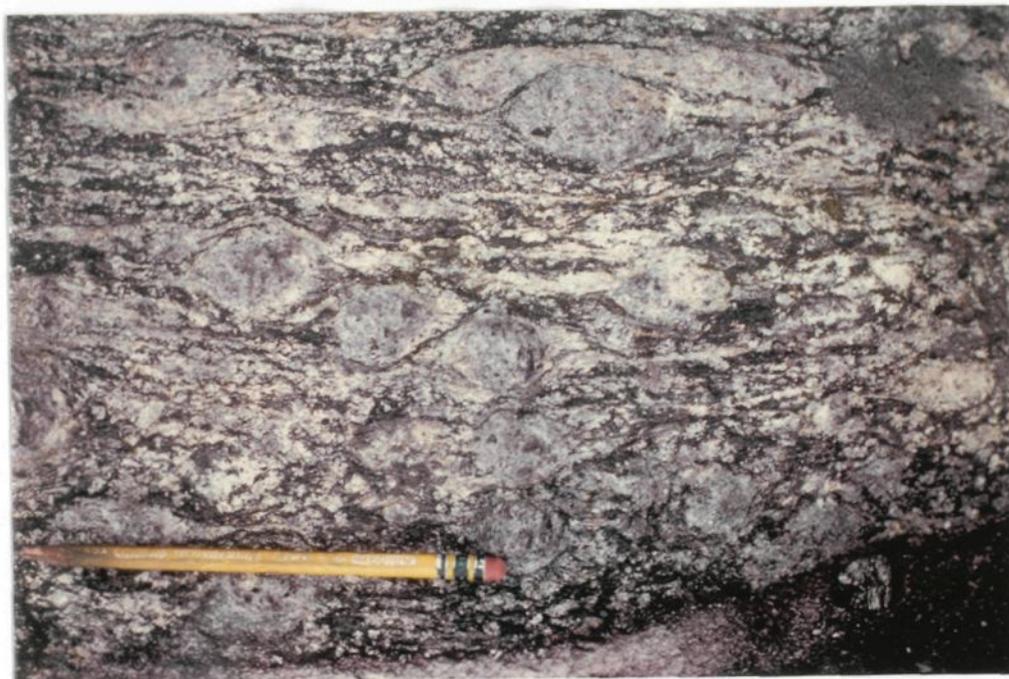


Fig.14



Fig.15

2.1.3 Amphibolites

Quatre générations d'amphibolites sont connues dans la région (Owen 1981, Dimroth et al., 1981). L'amphibolite I, ou concordant, couvre des superficies imposantes et est associée aux roches d'âge I. Les amphibolites IIa et IIb apparaissent sous forme de dykes. Les dykes IIa, les plus répandus, sont le plus souvent boudinés et parallèles à la schistosité et au rubanement de la roche. Ils sont quelques fois coupés par les dykes IIb. Les dykes d'amphibolite III sont peu répandus mais se retrouvent également dans l'anorthosite.

L'amphibolite I est visible sur les bords du Saguenay, elle couvre une superficie de plusieurs dizaines de mètres le long de la route 172. On peut y apercevoir les épisodes de migmatisation 1, 2a, 2b et 2c (Owen 1981). Cette amphibolite ne se retrouve que dans le gneiss tonalitique.

Les dykes d'amphibolites IIa et IIb sont omniprésents dans le complexe de gneiss. Ils sont plissés et boudinés. Lorsque rencontrés dans le gneiss tonalitique, les contacts entre les dykes et ce dernier sont souvent oblitérés par le rubanement présent dans le gneiss. Ces dykes sont sub-parallèles à la schistosité dominante 2a (Owen 1981) et pénétrés par celle-ci (fig. 16 et 17).

fig. 16: Vue microscopique d'une amphibolite en lumière polarisée.

fig. 17: Même vue microscopique que la figure 16 mais en lumière naturelle. La foliation marquée par la hornblende verte est ici visible.

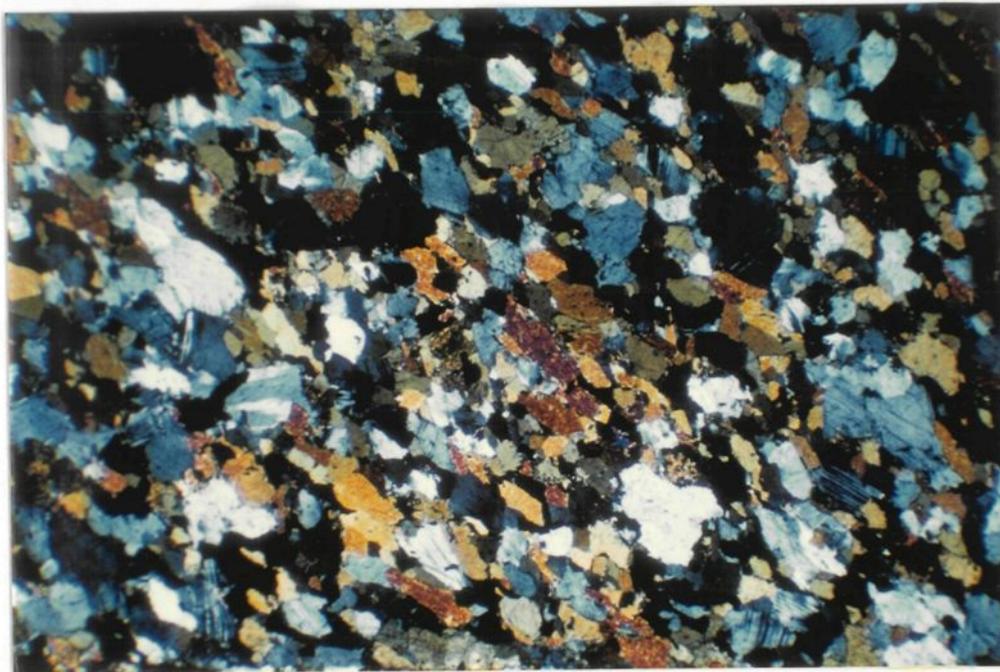


Fig.16

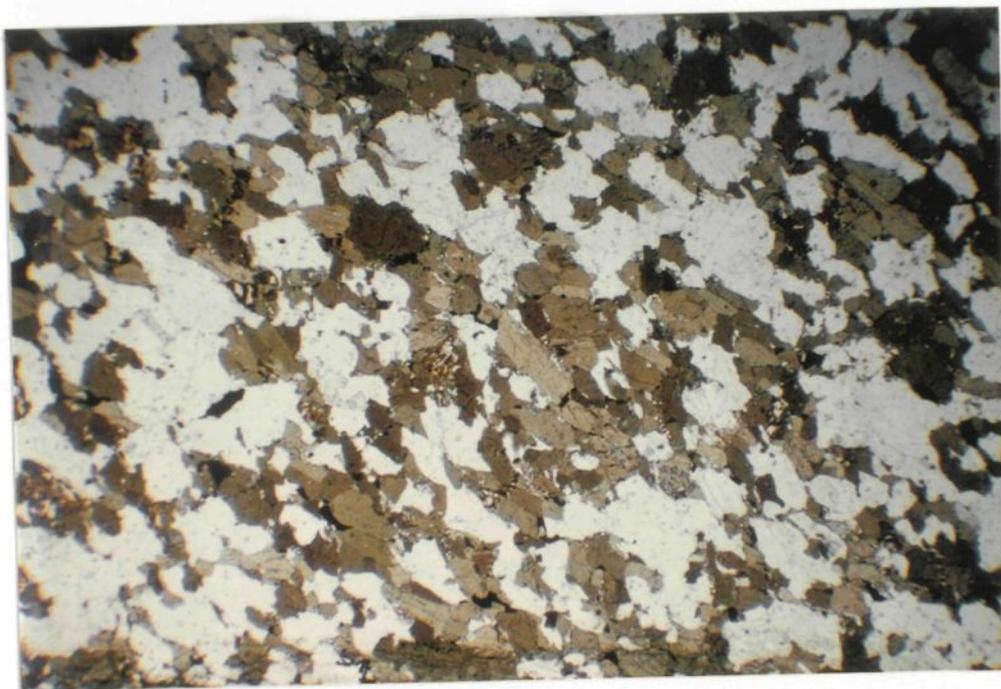
1mm

Fig.17

1mm

2.2 Les roches plutoniques (Age III)

Il est question ici de l'anorthosite du Lac St-Jean et de la mangérite de Chicoutimi. Ces roches se distinguent des gneiss par la préservation de leurs textures ignées primaires. La foliation n'est que peu développée dans ces massifs, sauf en bordure.

2.2.1 Le lobe de St-Fulgence

Les roches du lobe de St-Fulgence (massif d'anorthosite du Lac St-Jean) sont composées en grande partie de plagioclase ($An \approx 50$, Martin 1983) et d'un peu de pyroxène. Des minéraux accessoires tels l'apatite, la magnétite, l'olivine et le quartz sont retrouvés très rarement ainsi que de la biotite et de la hornblende verte.

De très grandes zones dans le coeur du massif du Lac St-Jean contiennent de l'anorthosite composée presque uniquement de plagioclase (Laurin et Scharma 1975, Hocq 1977). Le lobe de St-Fulgence de son côté contient environ 10% de minéraux mafiques mais distribués de façon très variable. Le plagioclase est de couleur gris foncé, en général, mais peut être gris pâle, blanc, rose ou bleu.

Les roches sont subdivisées comme suit:

- Anorthosite: plus de 90% de plagioclase
- Leuconorite: plus de 65% mais moins de 90% de plagioclase

- Norite: moins de 65% de plagioclase (voir fig. 5).

a) Anorthosite et Leuconorite:

L'anorthosite la moins déformée présente 90% de plagioclase intact tandis que le restant des plagioclases ont recristallisé tout en prenant une teinte blanchâtre caractéristique. Il s'agit donc d'une anorthosite gris bleutée à texture protoclastique où les structures ignées sont bien visibles. Les cristaux de plagioclase vont du centimètre au décimètre et commencent à recristalliser en bordure.

Les quelques % de minéraux mafiques présents dans la roche sont agglomérés et allongés. L'allongement des amas mafiques se fait plus facilement que la recristallisation des plagioclases. En d'autres termes, la texture en mortier s'accompagne toujours d'une forte gneissosité des minéraux mafiques. Ceci nous amène à faire une constatation souvent vérifiée sur le terrain: plus une roche contient des minéraux mafiques plus elle sera facile à recristalliser et déformer. Donc, à degré de déformation égal, par exemple sur un même affleurement, une anorthosite montrera un début de texture en mortier tandis qu'une leuconorite montrera une forte gneissosité.

Ceci introduit la notion d'hétérogénéité dans la concentration des minéraux mafiques (fig. 18, 19 et 20). Un même affleurement peut contenir une anorthosite très pure et une leuconorite mafique. De façon géné-

fig. 18: Cette figure montre la répartition des minéraux mafiques dans la leuconorite. "L'hétérogénéité" dans la leuconorite est donnée par les minéraux mafiques qui forment des amas plus gros dans la partie Est de l'affleurement.

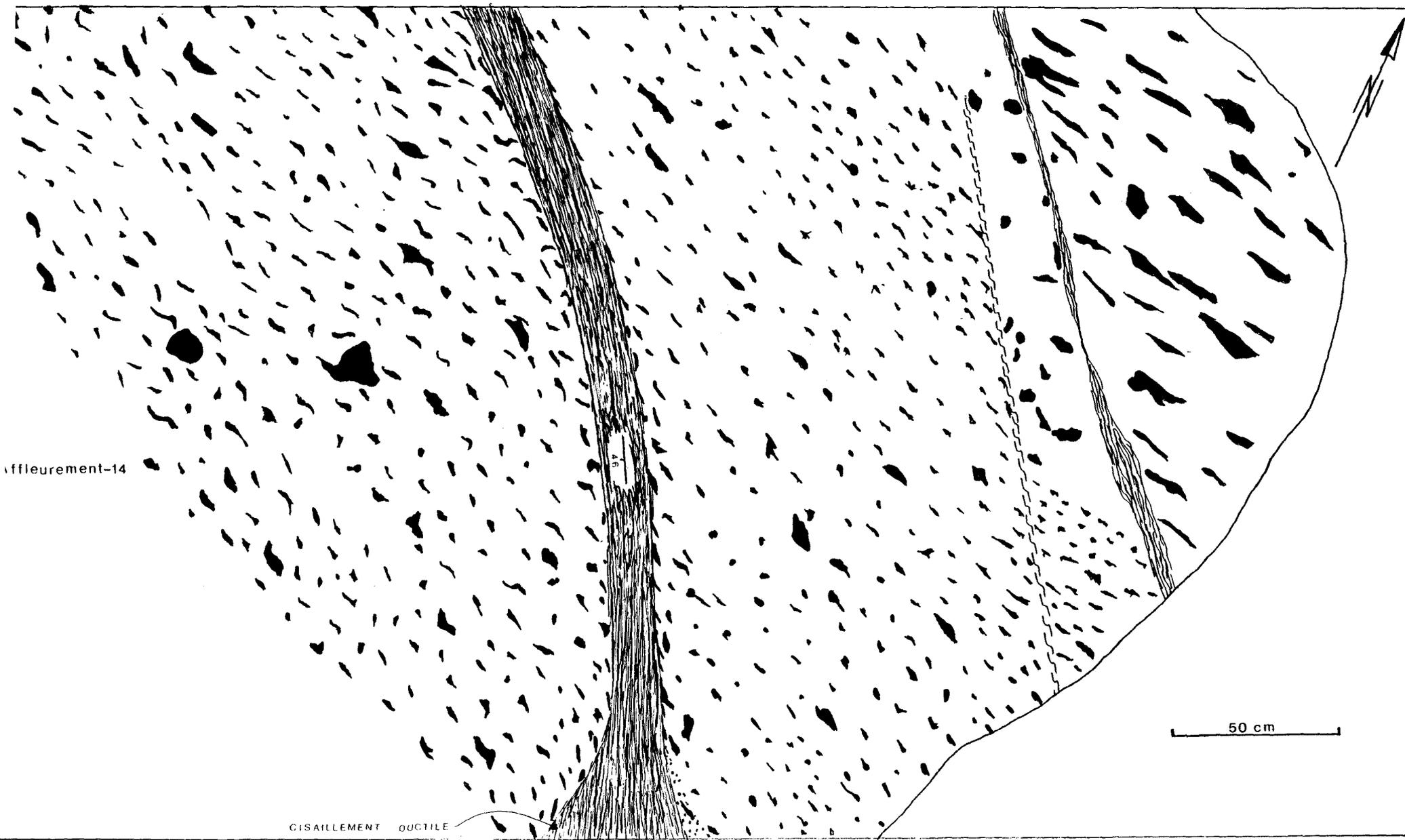


Fig. 18

fig. 19: Bandes de leuconorite dans de la norite. La différence dans la quantité des minéraux mafiques de ces deux types de roche est faible. Ce qui les différencie est surtout le mode d'occurrence de ces minéraux mafiques: en amas ou isolés.

fig.20: Photo du phénomène illustré à la figure 19. On voit norite et leuconorite côte à côte.

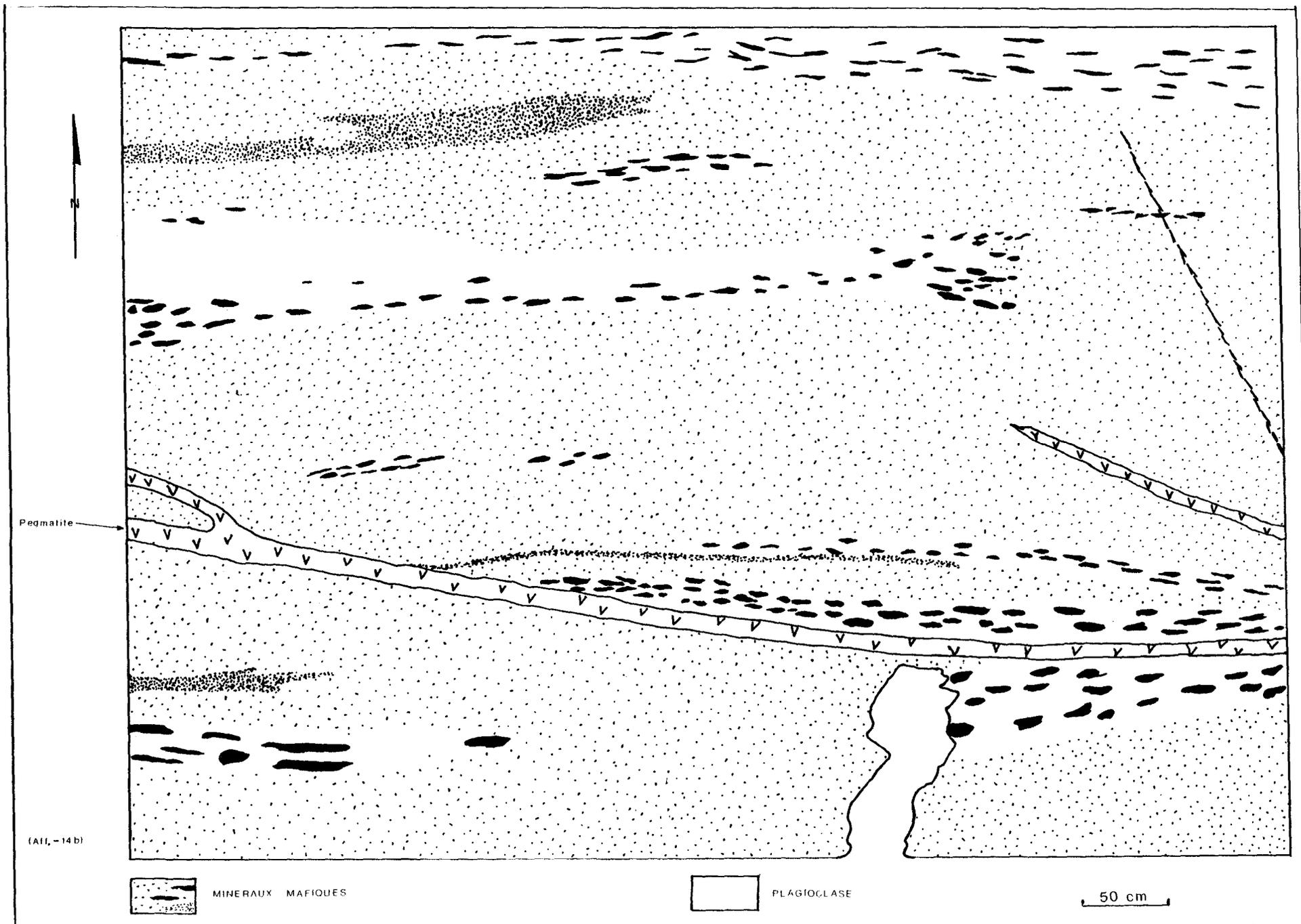


Fig. 19



Fig. 20

rale cependant la leuconorite se retrouve en bordure du lobe et l'anorthosite vers le centre.

De façon générale, le degré de recristallisation de l'anorthosite augmente régulièrement du centre vers le contact avec les gneiss encaissants. Ce phénomène sera étudié dans le chapitre 3.3.

b) Norite recristallisée:

La norite recristallisée se distingue de l'anorthosite recristallisée (la matrice du mortier) par sa plus forte teneur en minéraux mafiques. C'est une roche granoblastique, équigranulaire à grains fins (.5 à 1 mm) où les points triples sont bien visibles (fig. 21 et 22).

La norite est toujours aperçue entièrement recristallisée et avec une foliation très peu développée (fig. 22).

- Synthèse sur les roches du lobe:

La pétrographie des roches rencontrées dans le lobe de St-Fulgence est simple. Il s'agit surtout de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens en proportion variable. Par contre, la distribution entre les différents types de roches à l'inté-

fig. 21: Vue microscopique de la norite recristallisée en lumière polarisée. La texture granoblastique est visible.

fig. 22: Même vue que figure 21 mais en lumière naturelle. La foliation est ici peu développée.

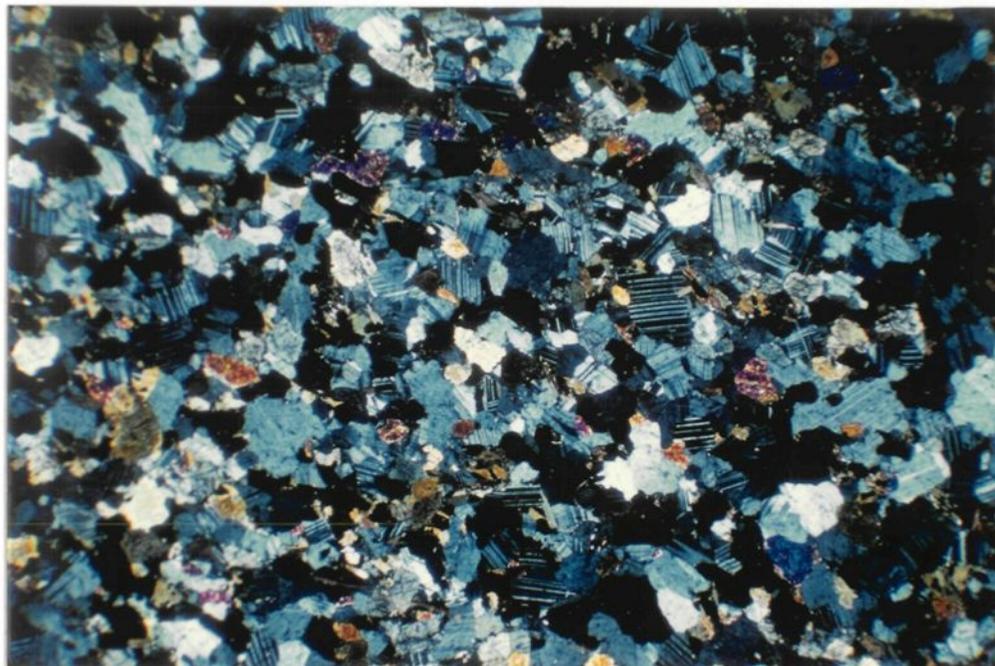


Fig. 21

1mm

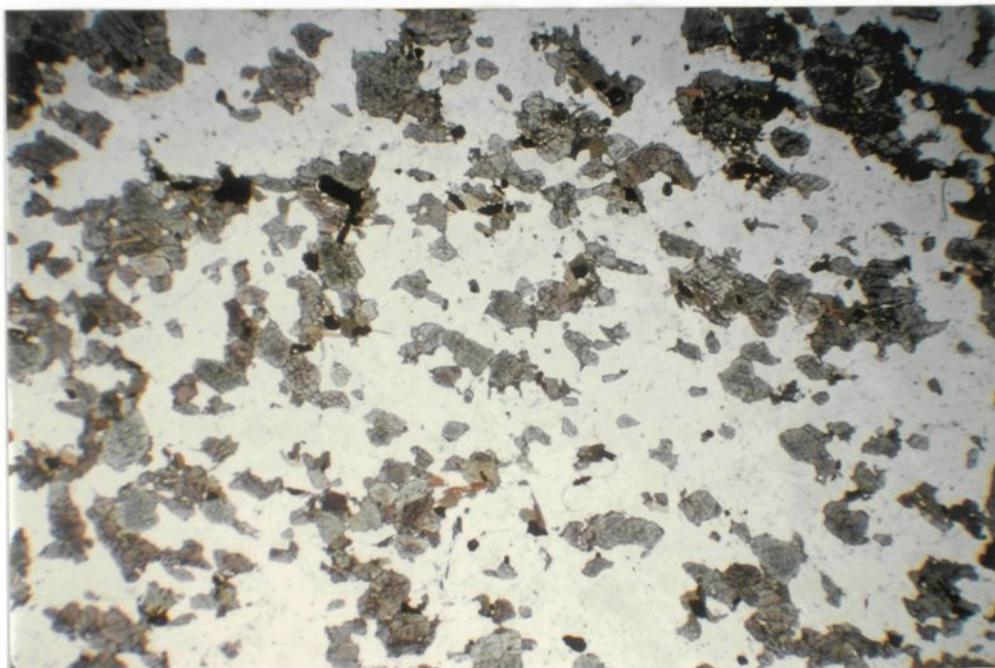


Fig. 22

1mm

rieur du massif et leurs inter-relations sont plus complexes.

Retenons que la norite est toujours recristallisée et forme une ceinture autour du lobe. L'origine de cette norite, les relations entre les différents faciès et le développement de la texture en mortier de l'anorthosite seront traités au chapitre 3.

2.2.2 La mangérite

La mangérite de Chicoutimi constitue un immense massif à l'ouest de la zone d'étude. Nous ne donnons ici que quelques renseignements généraux.

Très rapidement en pénétrant dans la mangérite (en deça de 1 km du contact), la texture ignée de la roche est observable. Seule une faible foliation minérale marquée par les minéraux mafiques témoigne des déformations subséquentes. Cette foliation est irrégulière et sans orientation préférentielle. A proximité du contact, cette foliation s'intensifie et s'oriente parallèlement au contact avec les gneiss. Cette gneissosité s'accompagne d'un développement de texture en mortier, développement similaire à celui observé dans l'anorthosite, quoique à un degré moindre.

2.3 Dykes et autres intrusifs

a) Dykes de diabase :

Quelques dykes de diabase traversent le terrain. Ils ont 50 cm d'épaisseur et recoupent toutes les autres roches. Ils sont sub-verticaux et de direction nord-est. Ils ne sont ni plissés ni boudinés et aucune schistosité n'est visible.

b) Dykes granitiques (aplites-pegmatiques):

Il s'agit d'aplites mais surtout de pegmatites contenant peu de minéraux mafiques, de couleur rose et d'une texture ignée très contrastante avec les gneiss encaissants. Ils ne sont ni plissés ni métamorphisés. Au contact entre la mangérite et le gneiss tonalitique se trouve une forte concentration de dykes pegmatitiques. Ces dykes se retrouvent dans tous les types de roche et ont une épaisseur variant du mètre au décimètre.

c) Dykes de lamprophyre:

Ces dykes sont présents partout dans la région quoiqu'en nombre restreint. Ils dépassent rarement 50 cm d'épaisseur et ne sont pas déformés non plus. Un faible pendage ($\approx 30^{\circ}$) et une couleur verte les rendent faciles à reconnaître.

Ils sont probablement reliés au complexe alcalin de St-Honoré (Thivierge et al. 1983).

3. RECRISTALLISATION ET CATACLASE

Ce chapitre décrit des phénomènes qui se produisent près du contact entre l'anorthosite et les gneiss encaissants. Les parties 3.1., 3.2. et 3.3. traitent des roches à l'intérieur du lobe de St-Fulgence tandis que la partie 3.4. décrit la déformation observée dans le gneiss charnockitique. La carte schématique de la partie 3.5. situe spatialement les phénomènes décrits.

3.1 Norite recristallisée et écrans

La présence des écrans dans la norite est très importante. Il s'agit ici de lambeaux de gneiss tonalitique, ou plus rarement de gneiss charnockitique, qui se retrouvent à l'intérieur du lobe anorthositique.

Regardons tout d'abord les particularités de cette norite.

La bordure du lobe de St-Fulgence est constituée d'une norite granobastique entièrement recristallisée. L'épaisseur de cette norite est de 2 à 3 fois plus grande à l'extrémité du lobe que sur ses flancs. Ceci est dû en partie à un pendage plus faible à l'extrémité du lobe que sur les flancs. L'épaisseur réelle de cette norite est estimée à 270 m.

Mais le plus significatif de cette norite est la présence d'un petit litage fin qui semble généralisé dans celle-ci, quoique observé surtout sur le flanc est du lobe. Ce sont de petits lits de 1 à 3 cm d'épaisseur, rectilignes et parallèles à la foliation générale de la roche. Il n'y a pas de fréquence régulière à ces lits, qui peuvent être seuls ou plusieurs disposés irrégulièrement. Sur affleurement, la minéralogie de ces lits semble identique à celle de la norite sauf qu'ils sont plus clairs et de granulométrie légèrement plus grossière. Il en résulte des bandes leucocrates dans une norite plus foncée (fig. 23 et 24). Étudiés au binoculaire, après coupage et coloration, ces lits montrent pour la plupart de 3 à 10% de quartz. La fréquence et la netteté de ces lits augmentent avec la proximité du contact avec les roches encaissantes.

fig. 23 et 24: Vues microscopiques de la norite recristallisée. On note dans la partie droite de ces photos la présence d'un lit plus leucocrate et où les grains sont plus gros.

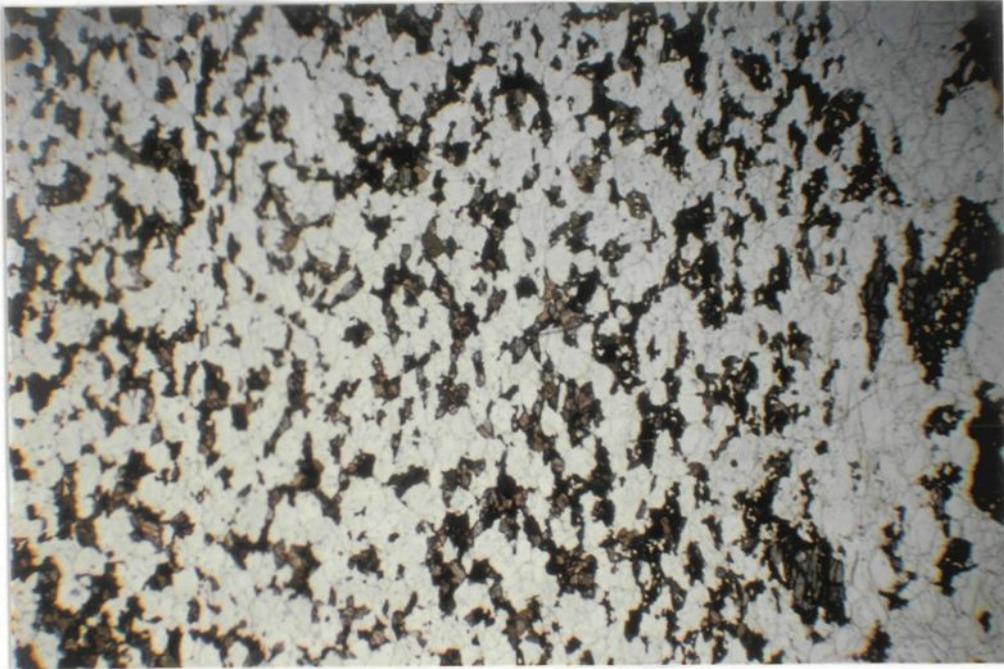


Fig. 23

1mm

lit



Fig. 24

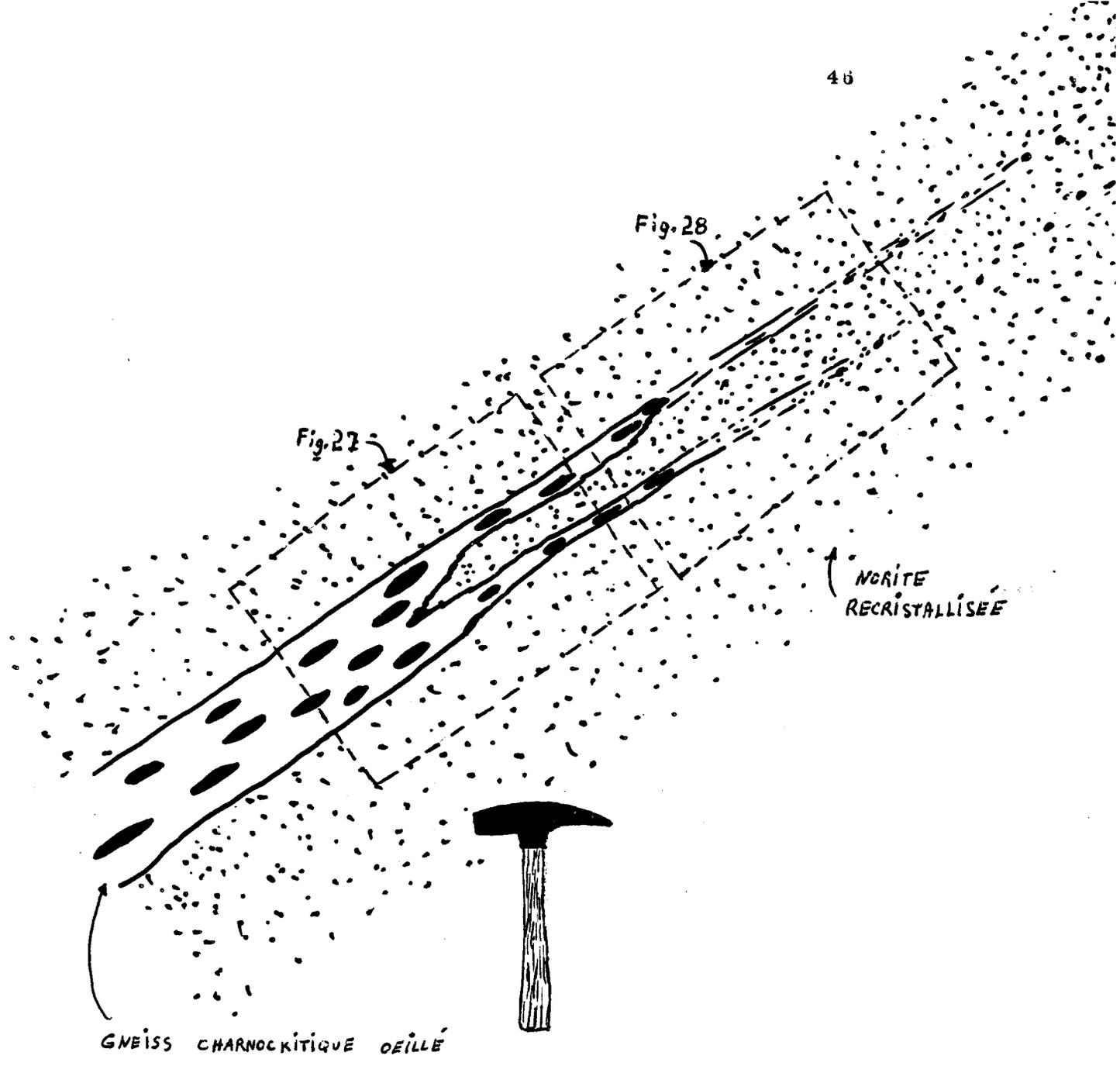
1mm

lit

Enfin, un affleurement (voir fig. 44 coupe C-C') permis de comprendre l'origine, ou une des origines, de ce litage. Il s'agit d'écrans, ou de morceaux de gneiss charnockitique ocellé qui se dégradent et se transforment sous l'effet de la recristallisation en de petites bandes leucocrates formant un litage. Il s'agit au départ d'un écran stratiforme de gneiss ocellé d'environ 50 cm par 2 mètres, parallèle au contact et à quelques dizaines de mètres de celui-ci à l'intérieur de la norite (la norite est ici exceptionnellement en contact avec du gneiss charnockitique ocellé). Puis, graduellement, et sans interruption, ce morceau de gneiss ocellé se sépare en deux lits de 4 à 6 cm d'épaisseur où les yeux de feldspath potassique sont encore visibles (fig. 25). Un peu plus loin les yeux de feldspath se détériorent et le litage résultant est similaire à celui décrit précédemment (fig. 26 à 29).

Remarquons dans ce cas précis que dans le litage résiduel (où l'écran n'est plus reconnaissable) se trouve du quartz et du feldspath potassique, tandis que là où la roche encaissante est un gneiss tonalitique, le litage résiduel ne contient pas de feldspath potassique. Comme presque partout c'est du gneiss tonalitique qui ceinture le lobe d'anorthosite, on peut s'attendre à ce que la reconnaissance de ce phénomène ne soit pas toujours aisée.

fig. 25: Schéma montrant la détérioration progressive d'un écran. L'exemple, prise à quelques dizaines de mètres du contact, montre un gneiss charnockitique ocellé qui se broie, se sépare et recristallise jusqu'à ce qu'il ne reste plus que deux petits lits leucocrates enrichis en quartz et en feldspath potassique dans une norite entièrement recristallisée. On aperçoit sur le schéma les cadrages des figures 27 et 28.



GNEISS CHARNOCKITIQUE OEILLÉ

MORITE RECRISTALLISÉE

Fig. 25

fig. 26: Ecran de gneiss encaissant dans la norite recristallisée. L'écran est très déformé et le quartz y forme un fort relief positif.

fig. 27: L'écran commence à se séparer. Sur cet exemple en particulier les yeux de feldspath potassique sont encore bien visibles.

fig. 28: Le rubanement devient plus discret mais les yeux de feldspath sont toujours visibles.

fig. 29: Aspect général de ce rubanement lorsque l'écran n'est absolument plus reconnaissable. Le contraste est ici accentué par l'eau du Lac François-Xavier.



Fig.26



Fig.27

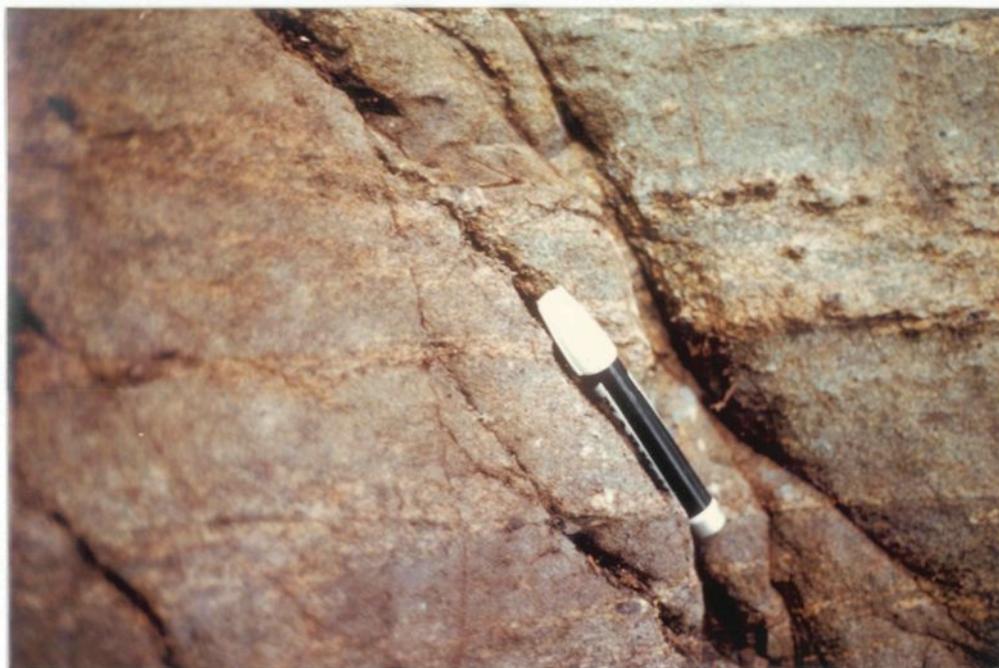


Fig. 28



Fig. 29

L'étude de ce cas fait supposer que :

- 1- Les écrans de roches encaissantes à l'intérieur de la norite ne sont visibles et reconnaissables que très près du contact. Très vite en s'éloignant du contact les écrans sont détruits et recristallisés avec la norite.
- 2- Le rubanement leucocrate est tout ce qui reste des écrans de la roche encaissante et la composition de ce rubanement (abondance du quartz et présence ou non de feldspath potassique) est fonction de la roche encaissante à un endroit donné du contact.
- 3- Enfin, ce phénomène expliquerait la présence de quartz dans la norite recristallisée. La norite contient généralement de 1 à 5% de quartz. Ce quartz proviendrait de la roche encaissante et la recristallisation très poussée de la norite aurait fait disparaître toute trace du litage résiduel pour disséminer le quartz dans la norite (1).

(1) Martignole (1970a, 1974) mentionne que les roches de bordure du Massif de Morin se sont enrichies en certains minéraux (notamment en feldspath potassique) par l'assimilation de roches encaissantes.

3.2 Relations norite/leuconorite

Il existe une concentration de leuconorite en bordure du lobe. La dimension des affleurements n'a jamais permis de voir véritablement le mode d'occurrence de cette leuconorite. De plus, des dykes de leuconorite, d'aspect similaire à celle ci-haut mentionnée, ont été vus en bordure du massif. Ces dykes recoupent de façon très nette les autres roches du lobe, même la norite recristallisée. Cette norite de son côté est bien identifiée à la zone périphérique du lobe et son étendue sur le terrain est connue. Pour éviter toute confusion, la leuconorite qui est concentrée en bordure du lobe et qui est contemporaine à l'anorthosite sera appelée leuconorite I tandis que la leuconorite se présentant sous forme de dykes sera appelée leuconorite II.

Deux formes d'occurrence de leuconorite dans la norite se rencontrent: soit des bandes de leuconorite gneissique dans la norite et parallèle à la foliation de cette dernière. Ces bandes peuvent mesurer plusieurs mètres de longueur (fig. 19 et 20) ou se retrouver en lambeaux plissés et déformés et de dimensions plus restreintes. L'affleurement 439 (fig. 30 à 34) fournit l'exemple de cette situation. Cet affleurement est situé à 10 mètres à peine du contact. Le deuxième type d'occurrence de la leuconorite est ^{en} dyke. Ces dykes recoupent la norite recristallisée ainsi que sa foliation. Ils ne sont pas plissés et l'allongement des amas de minéraux mafiques est parallèle à la direction des dykes.

L'hypothèse retenue pour expliquer cette relation entre les deux types de roches est qu'il s'agit de dykes de leuconorite injectés dans la norite solidifiée. Lors de la déformation de cette norite (durant sa recristallisation) les dykes se brisent pour former des fragments de

fig. 30: Schéma d'un affleurement à 10 mètres seulement du contact. Ici aussi norite et leuconorite sont visibles côte à côte. Les figures 31 à 34 proviennent de cet affleurement.

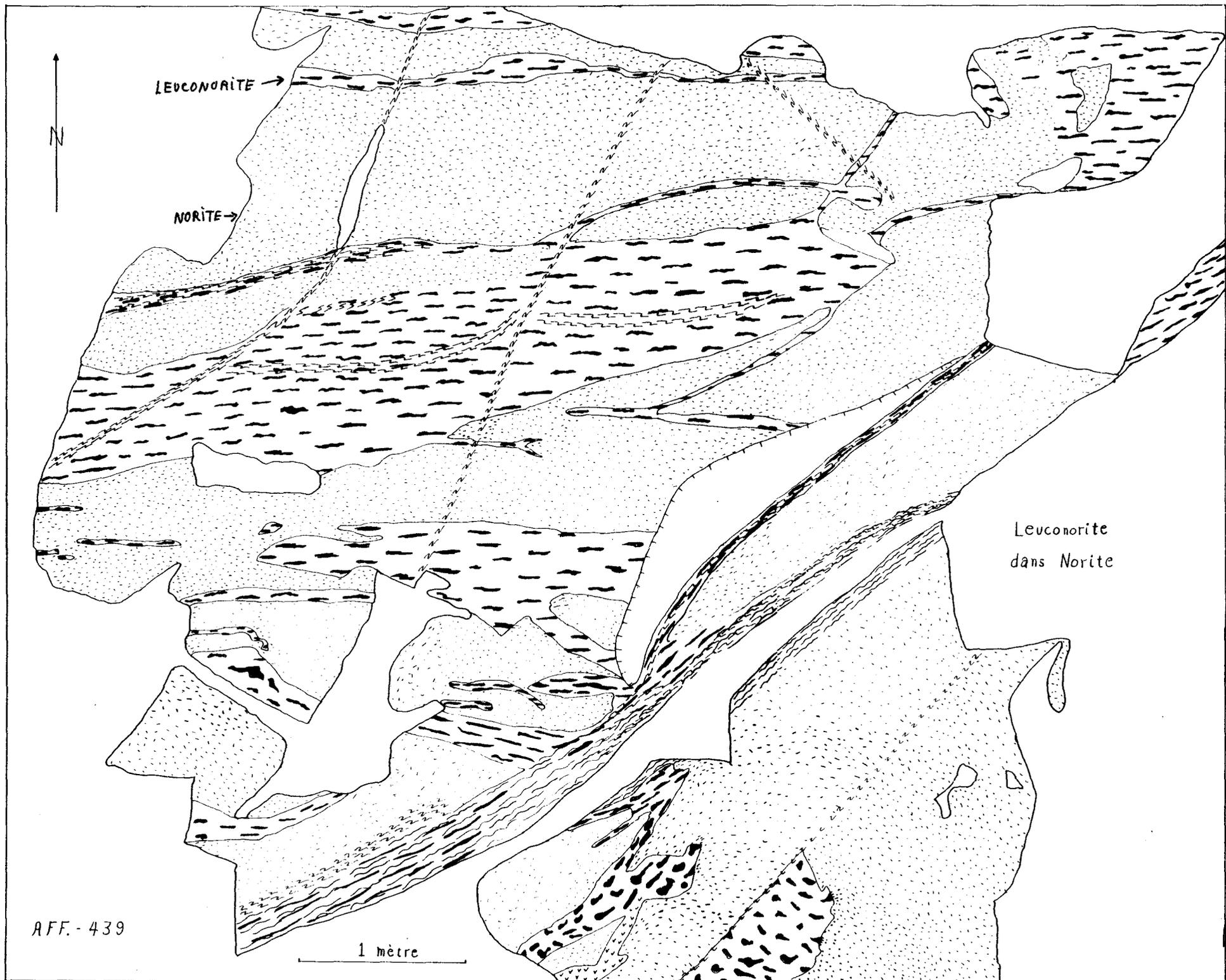


Fig. 30

fig. 31: Le contact entre la leuconorite et la norite est franc. La foliation visible dans les roches est coupée par le contact leuconorite/norite.

fig. 32: Endroit à fortes déformations où la bande noritique se "boudine" face à la leuconorite. Ce phénomène suggère une compétence plus forte de la norite face à la leuconorite.

fig. 33: Fragments de leuconorite dans la norite.

fig. 34: La transition entre la leuconorite et la norite est ici plus "graduelle", beaucoup moins nette qu'à la figure 31.

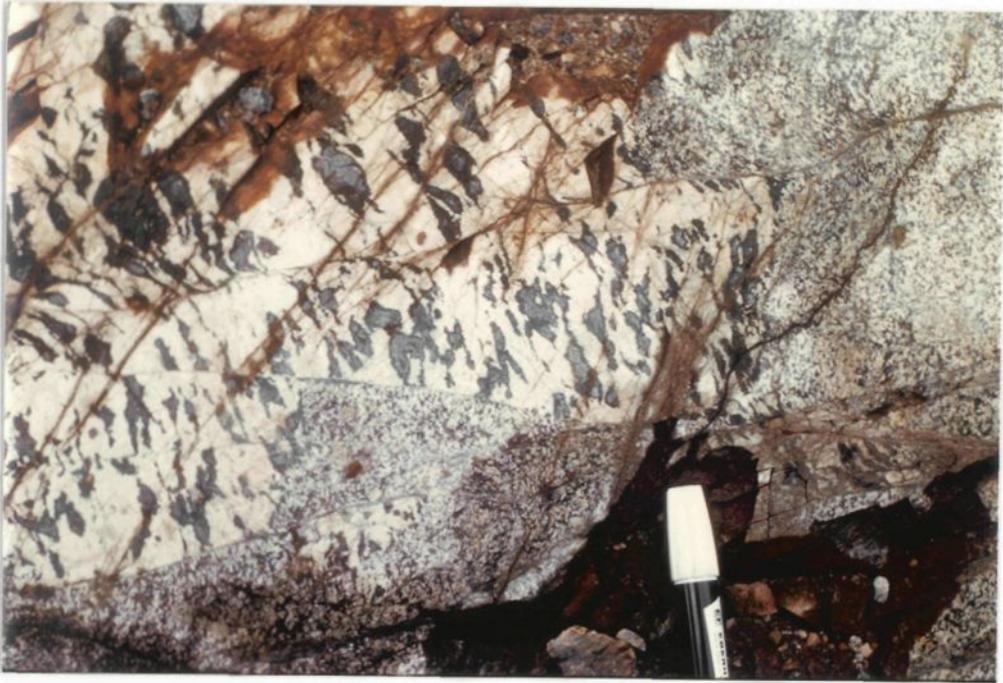


Fig. 31

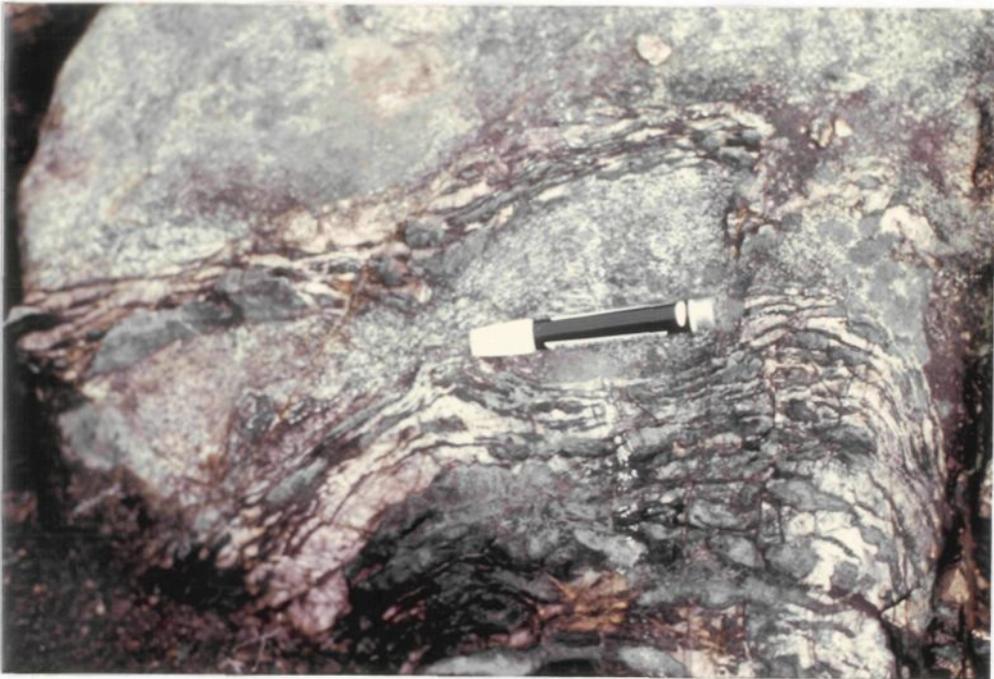


Fig. 32



Fig. 33



Fig. 34

leuconorite gneissique dans une matrice de norite recristallisée. Cette hypothèse exige qu'il y ait au moins deux séries d'injections leuconoritiques de génération II et espacées dans le temps: soit une série d'injections d'âge IIa, qu'on retrouve en lambeaux gneissiques dans la norite et une série d'âge IIb formant des dykes leuconoritiques. Nous y reviendrons dans la discussion.

La figure 35 montre l'état de déformation extrême des roches à proximité du contact.

C'est au contact ouest du lobe que la bande de norite est la plus mince, soit moins de 30 mètres. La norite est ici en contact avec de la leuconorite I et la figure 36 montre de la norite injectée dans la leuconorite I. L'injection à l'état liquide de la norite dans la leuconorite I est ici marquée par la foliation dans la norite qui épouse très bien les contacts avec la leuconorite.

fig. 35: Schéma d'un affleurement situé à 20 mètres du contact à l'intérieur du lobe (10 mètres de l'affleurement 439). Nous y voyons de la norite - 1 - et de la leuconorite - 2 -, dans leur relation d'âge indéterminé. Il y a présence de migmatisation - 3 - dans la norite. S'y trouve également de la biotite schisteuse - 4 - et du quartz et feldspath - 5-, résultant probablement de la ségrégation d'une injection pegmatitique. Finalement, il y eut nouvelle injection de pegmatite - 6 - au contact norite/leuconorite. Cette dernière injection s'est mylonitisée localement - 7 -.

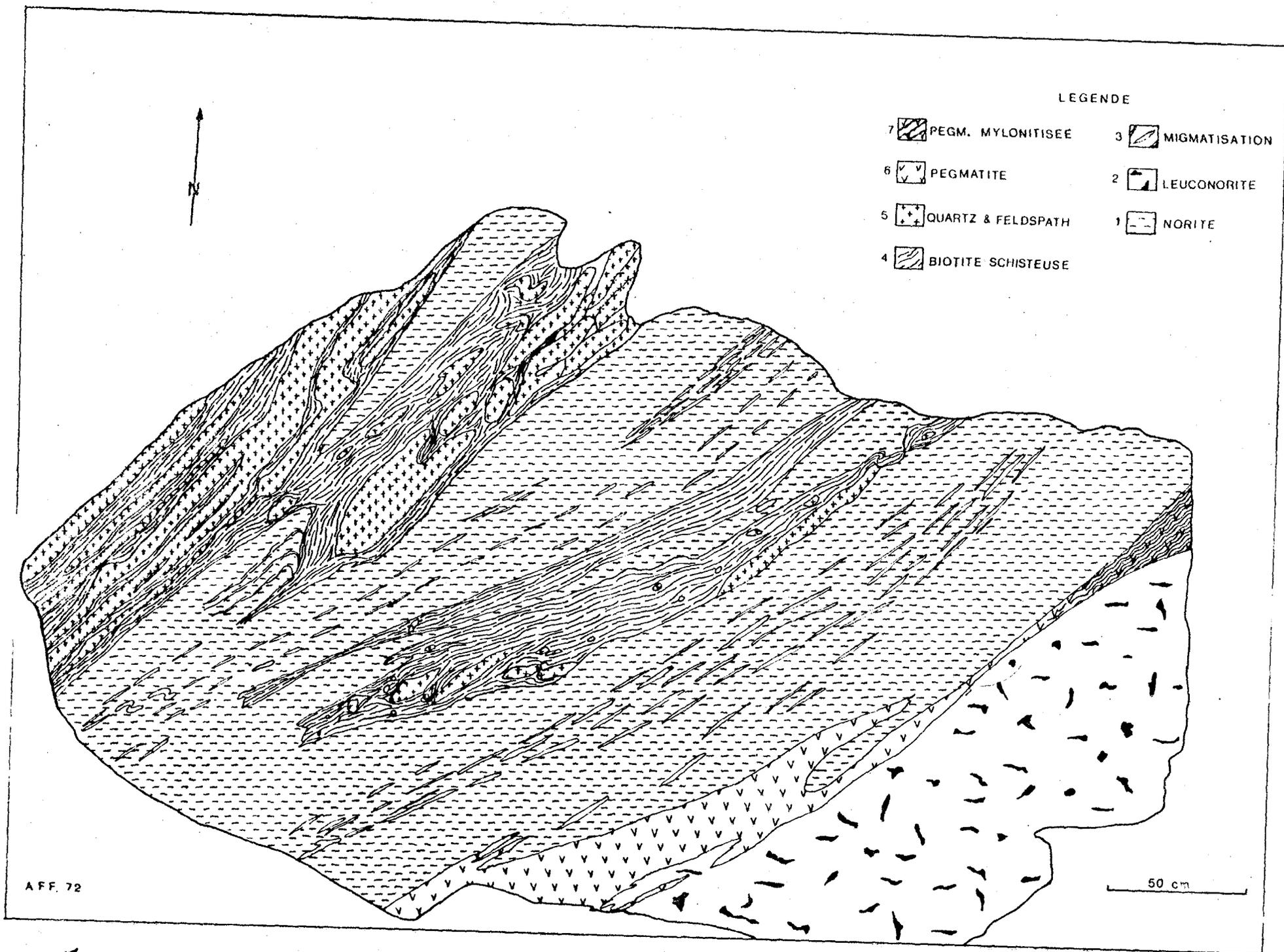


Fig. 35

fig. 36: Représentation du seul endroit où la norite s'in-
jecte dans la leuconorite I (contact Ouest du lobe).

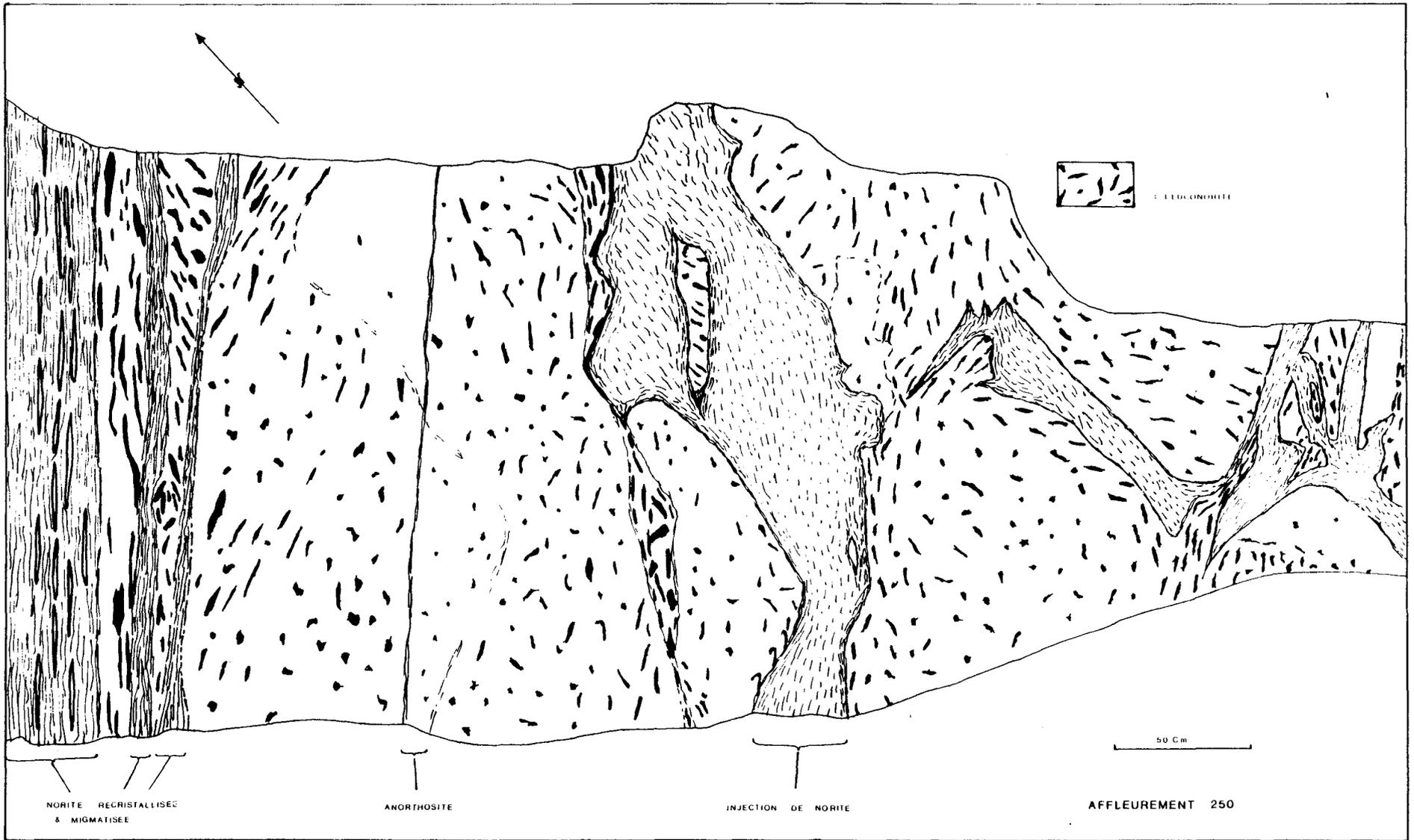


Fig. 36

3.3 Evolution de la texture en mortier

La coupe D-D' (voir fig. 44) a permis de suivre l'évolution des textures de recristallisation dans l'anorthosite.

Au début de cette coupe (à 2 km du contact) se trouve une anorthosite en mortier où la recristallisation n'est qu'à 10%. Les contours des plagioclases recristallisent en de petits grains polygonaux (fig. 37). Cette anorthosite à texture protoclastique contient peu ou pas de minéraux mafiques. En s'approchant du contact (1 km) le pourcentage de plagioclase recristallisé atteint 50% et plus. La texture est porphyroclastique. Le phénomène se poursuit en s'approchant du contact pour atteindre 75% de la roche recristallisée (fig. 38 et 39). Les derniers cent5 mètres avant le contact sont occupés par la norite recristallisée.

A ce schéma d'évolution doit s'ajouter le fait qu'il y a alternance dans le pourcentage de recristallisation de l'anorthosite. C'est-à-dire que le taux de recristallisation passe de 10% à 30% à 50% suivi d'un retour à 10, 30, 50%, etc. Le schème général est cependant une augmentation du taux de recristallisation en s'approchant du contact. Ce phénomène suggère une hétérogénéité dans la déformation de l'anorthosite.

fig. 37: L'anorthosite la moins recristallisée (la plus intacte) observée dans le lobe de St-Fulgence. La recristallisation débute aux bordures des cristaux de plagioclase et dans les plans de fractures de ces cristaux.

fig. 38: Texture porphyroclastique où un cristal de plagioclase arrondi subsiste encore entouré de plagioclase recristallisé.

fig. 39: Anorthosite presque entièrement recristallisée mais où une faible texture porphyroclastique est observable.

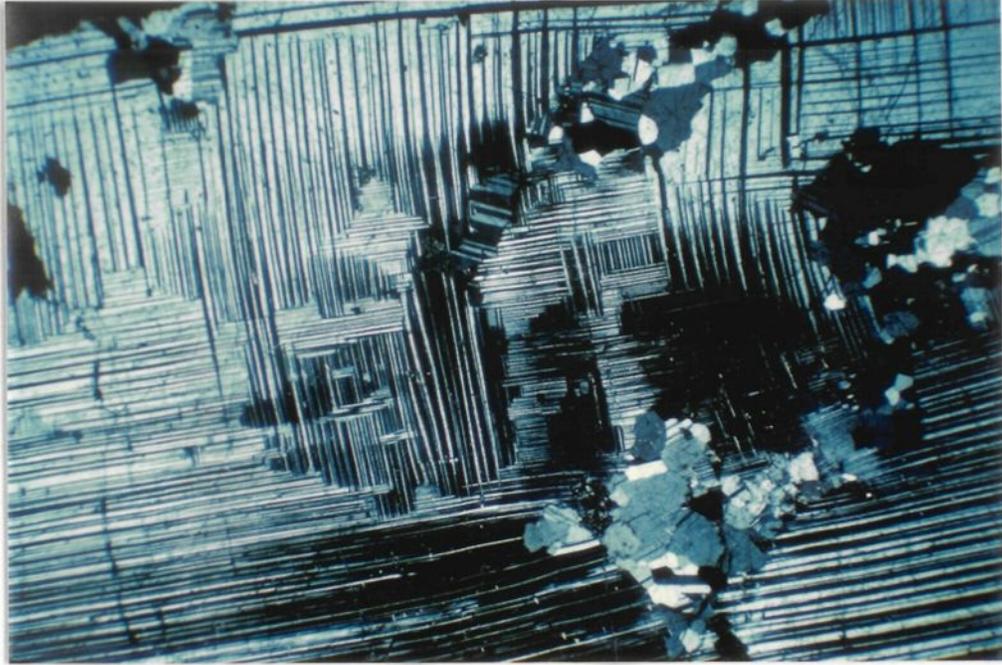


Fig. 37

1 mm

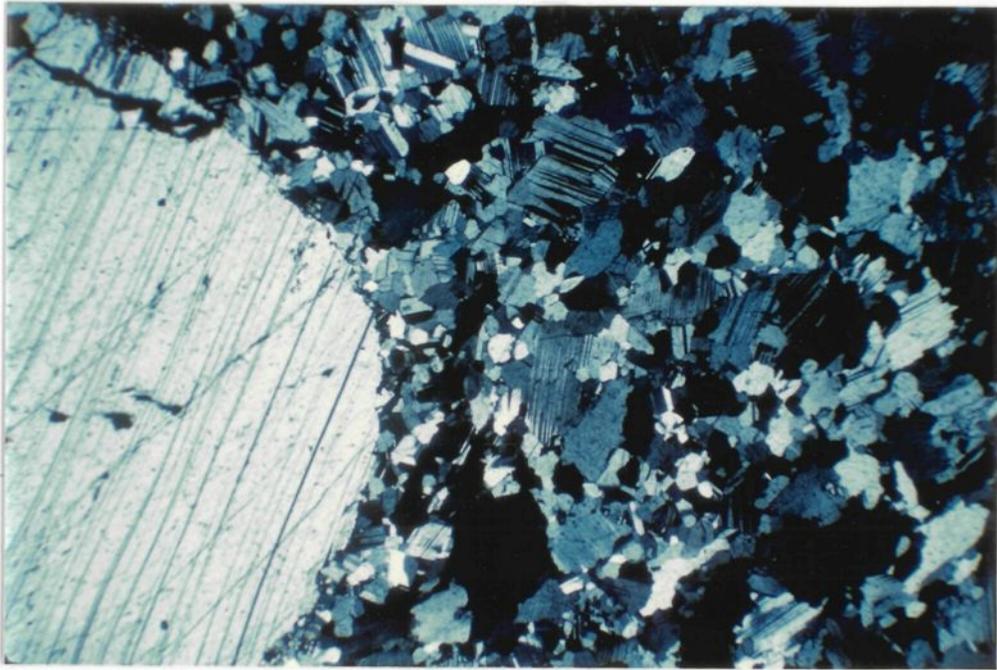
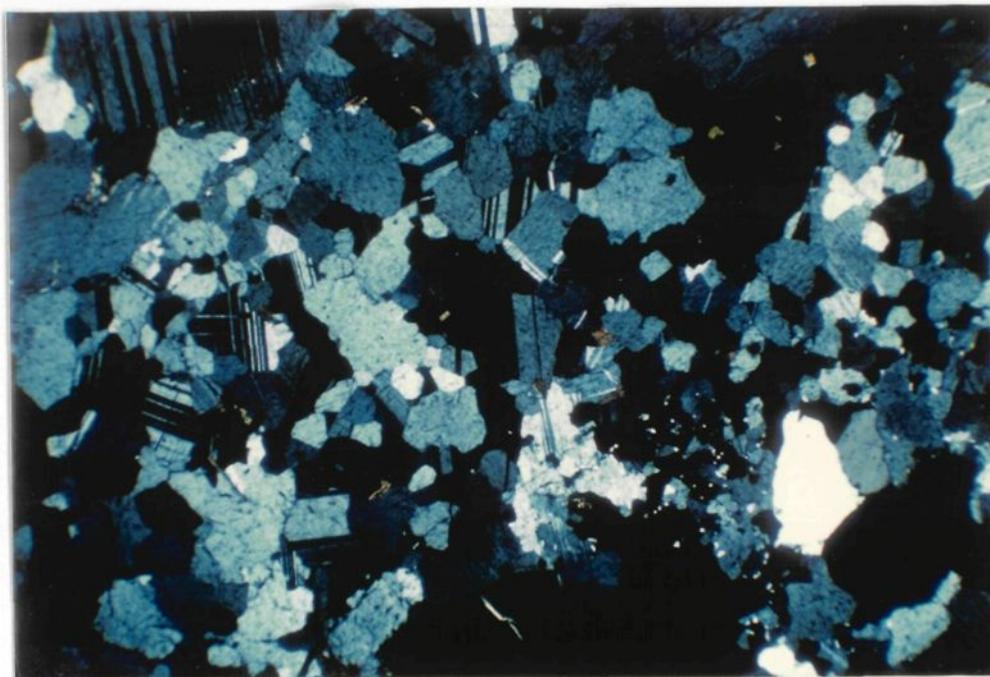


Fig. 38

1 mm



- Fig. 39

1mm

3.4 Evolution de la mylonitisation

Le gneiss charnockitique ocellé couvre la partie est du terrain. Au nord-est du terrain ce gneiss s'approche à seulement quelques centaines de mètres de l'anorthosite. Dans cette partie du terrain le gneiss charnockitique fut échantillonné à divers stades de déformation. Cette déformation se caractérise comme suit:

- 1- Le gneiss dérive d'une charnokite à phénocristaux de feldspath potassique. Les phénocristaux sont sub-arrondis mais leur faible excentricité forme un alignement parallèle à la foliation marqués par les minéraux mafiques. C'est le gneiss ocellé.
- 2- Il y a aplatissement de ce gneiss et les yeux de feldspath potassique deviennent de plus en plus ovales. La foliation est de plus en plus visible. Le gneiss résultant a une texture "flaser" (fig.40).
3. Il y a disparition (recristallisation) des plus petits yeux. Le nombre de yeux de feldspath potassique diminue et ceux qui restent sont de plus en plus allongés. Cette recristallisation et diminution sensible de la taille des grains marquent l'apparition de la mylonite (fig. 41).
- 4- La roche est presque entièrement recristallisée et les grains montrent un fort alignement. Ici et là, de petits yeux de feldspath potassique sont encore présents. Le restant du feldspath potassique forme maintenant des lignes (jaunes après coloration) marquant la foliation. C'est une ultra-mylonite (fig. 42 et 43).

fig. 40: Texture "flaser" dans le gneiss charnockitique oeil-
lé. La texture est donnée par l'allongement des phé-
nocristaux de feldspath.

fig. 41: Mylonite résultant de la déformation du même gneiss
charnockitique.

fig. 42: Ultramylonite; toujours dans le même gneiss. Pres-
que tous les cristaux ont recristallisé (en lumiè-
re polarisée).

fig. 43: Même vue que la figure 42 mais en lumière naturel-
le. La gneissosité est donnée par les minéraux fer-
romagnésiens.

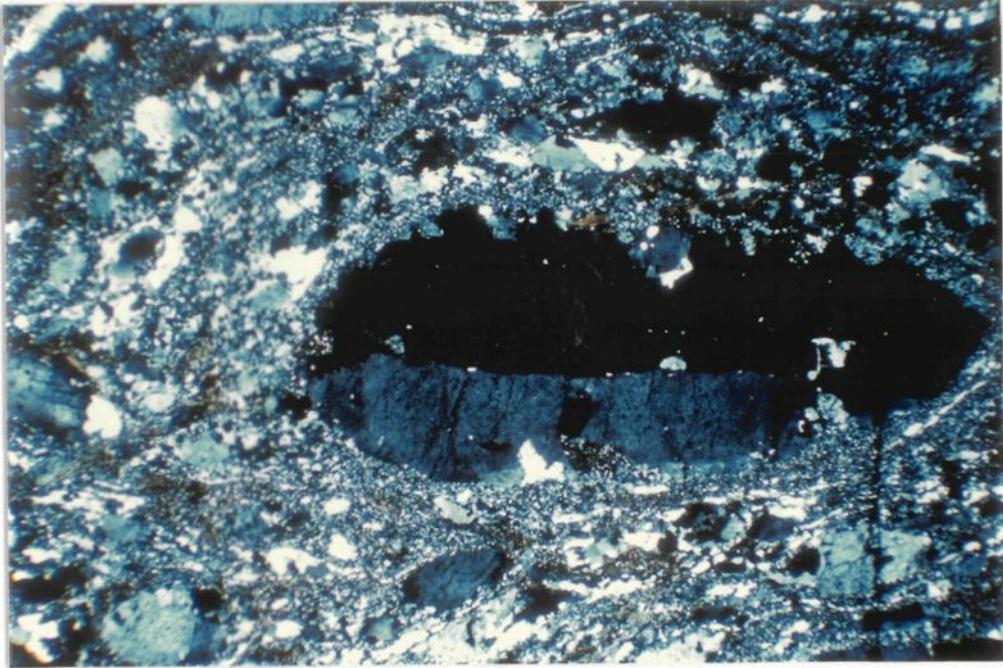


Fig. 40

1mm

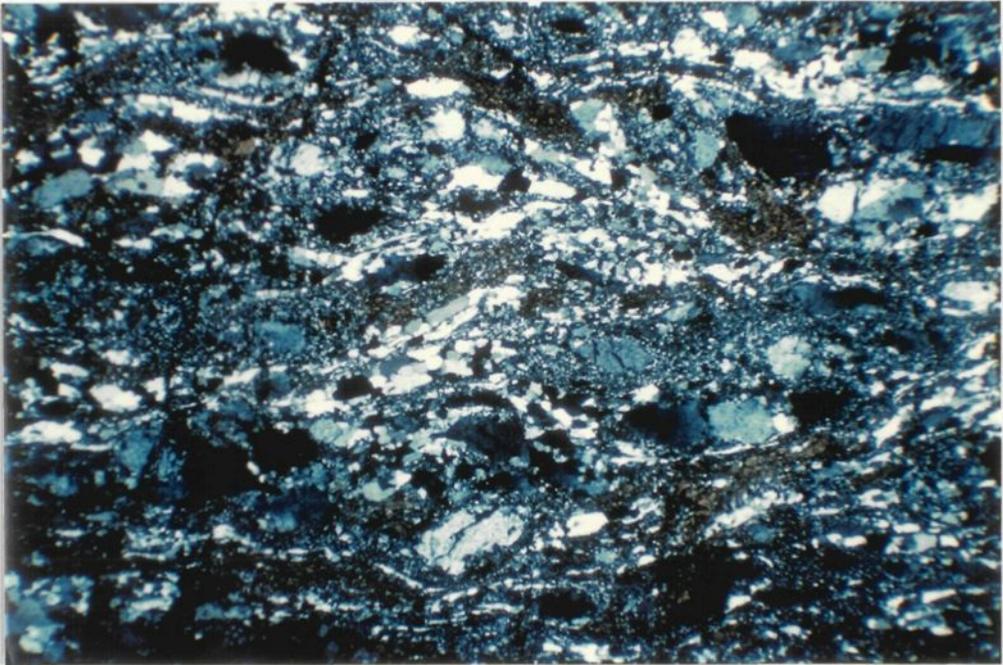


Fig. 41

1mm

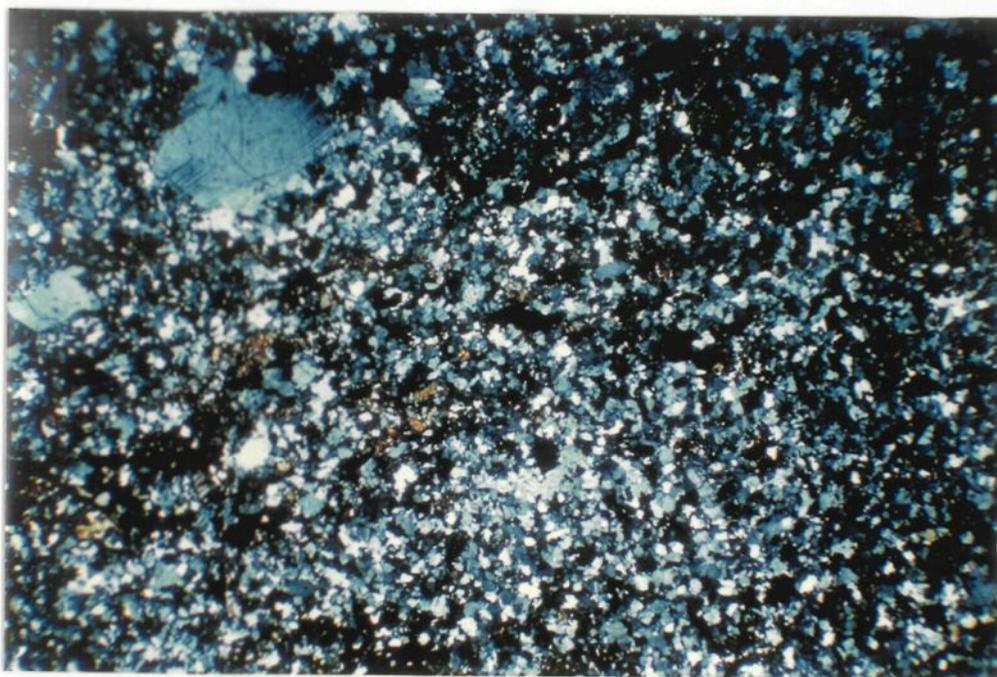


Fig. 42

1mm

Fig. 43

1mm

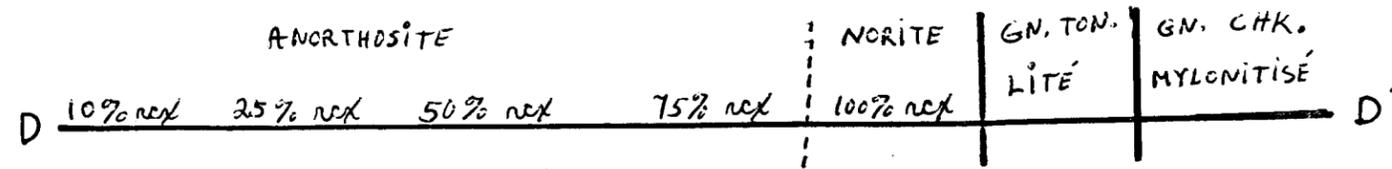
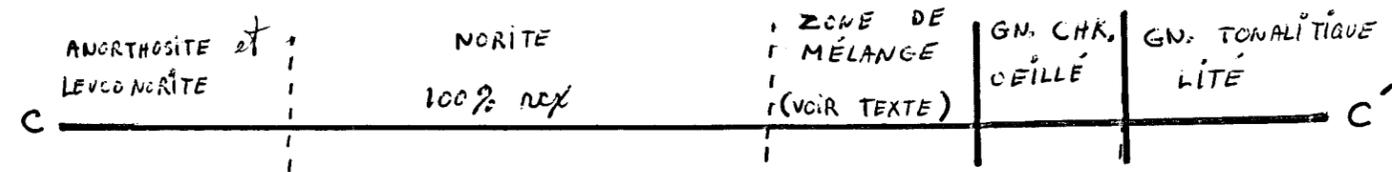
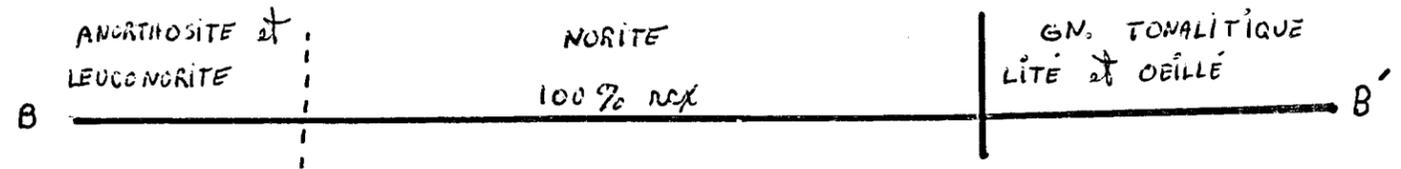
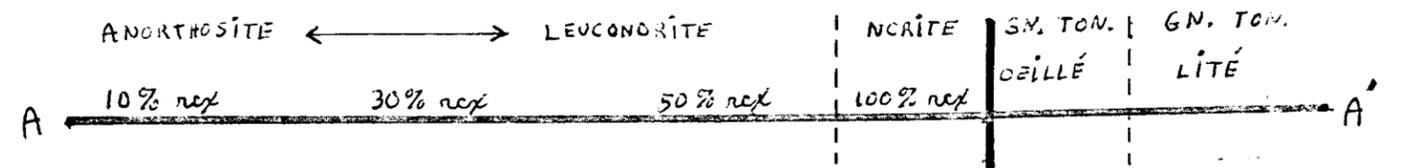
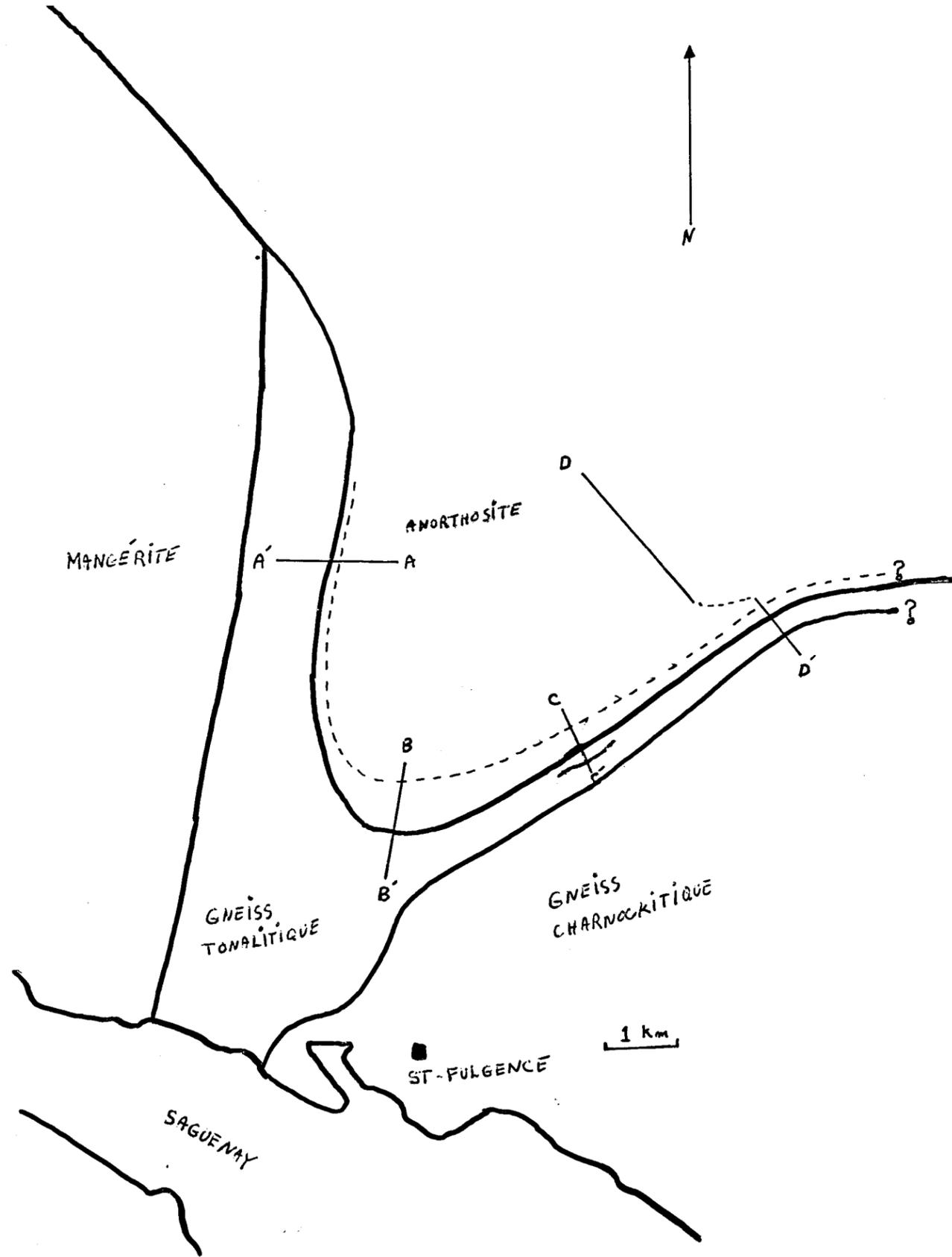
Nous considérons donc les tectonites situées au nord-est comme le gneiss charnockitique oillé déformé car :

- 1- Ils ont la même minéralogie.
- 2- Il y a des reliques de yeux de feldspath potassique dans les mylonites.
- 3- Géographiquement, ces tectonites forment une continuité avec le gneiss charnockitique.
- 4- Et, surtout, parce qu'il a été possible d'observer le développement de la mylonite à différentes étapes de formation en s'approchant du lobe de St-Fulgence.

3.5 Zone de contact

La figure 44 à la page suivante indique la localisation de quatre cheminements types où furent observés les phénomènes décrits précédemment.

Une schématisation des roches présentes dans chacune de ces coupes se trouve à la même figure. Les renseignements nécessaires à la compréhension de cette figure se trouvent dans le chapitre 3. Une seule remarque: la zone de mélange (coupe C-C') est un flanc de montagne où se trouvent des bandes de plusieurs mètres d'épaisseur de gneiss tonalitique et de gneiss charnockitique ocellé intercalés à de la norite recristallisée. Les contacts entre ces bandes sont francs, rectilignes et parallèles au contact avec la roche encaissante.



LÉGENDE : GN. = GNEISS
 TON. = TONALITIQUE
 CHK. = CHARNOCKITIQUE
 recr = RECRISTALLISÉ
 / = CONTACT GÉOLOGIQUE

(COUPES NON À L'ÉCHELLE)

Fig. 44 Emplacement des coupes traversant le contact anorthosite/encaissant et représentation schématique de leurs lithologies.

4. ANALYSE STRUCTURALE

L'analyse structurale se base principalement sur les directions et pendages des foliations recueillies sur le terrain. Cette foliation minérale est marquée par l'étirement des minéraux mafiques de la roche. L'étirement se fait dans un plan dont l'attitude est facile à mesurer. Cette foliation marque en fait la schistosité dominante 2a (Owen 1981).

4.1 Foliations

La carte géologique simplifiée de la figure 4 montre l'attitude générale des foliations qui ont tendance à épouser la forme du lobe, à être parallèles à celui-ci (pour plus de détails voir la **carte géologique** en pochette). Aux contacts est et ouest, les pendages varient de 60 à 90° vers l'extérieur du lobe tandis que dans les parties au sud (le bout du lobe) les pendages varient de 40 à 70°

Remarquons que les foliations de part et d'autre du contact anorthosite/gneiss sont sub-parallèles à ce contact sauf dans la partie nord-est où les foliations traversent le contact.

4.2 Linéations

La linéation minérale est représentée par l'étirement des minéraux mafiques dans le plan de foliation. Cette élongation des minéraux dans le plan de foliation n'a jamais été vue sur le terrain et est très rarement observable sur échantillon, lorsque taillé dans le plan de foliation.

L'étude structurale présente ne tiendra pas compte des linéations minérales, ce qui fait que le sens d'écoulement, ou fluage, des roches ne sera pas connu directement.

4.3 Axes de "plis"

En plus des nombreux plis mesurés sur le terrain⁽¹⁾ (fig. 45), une étude au stéréogramme des mesures de foliation a permis de déduire des axes de "plis" sur la majeure partie de la zone étudiée. La figure 46 montre ces axes de "plis" représentés par des flèches (symbole d'une linéation). Ces flèches représentent les axes de dispersion des foliations. La détermination de ces axes de "plis" fut faite pour 36 groupes d'affleurements. Ces axes de "plis" sont ensuite reportés sur stéréogramme pour définir des domaines structuraux.

(1): Les axes de plis mesurés directement sur le terrain apparaissent avec un symbole différent sur les stéréogrammes en annexes et sur la **carte géologique** en pochette. Les axes mesurés sur le terrain coïncident avec ceux trouvés par stéréogramme.

fig. 45: Type de pli observable dans le gneiss tonalitique rubané ceinturant le lobe de St-Fulgence. L'amplitude de ce pli augmente vers l'extérieur, ce qui suggère un aplatissage hétérogène.



Fig. 45

fig. 46: Mise en plan des axes de "plis" mesurés par stéréogramme (indiqué par le symbole d'une linéation).

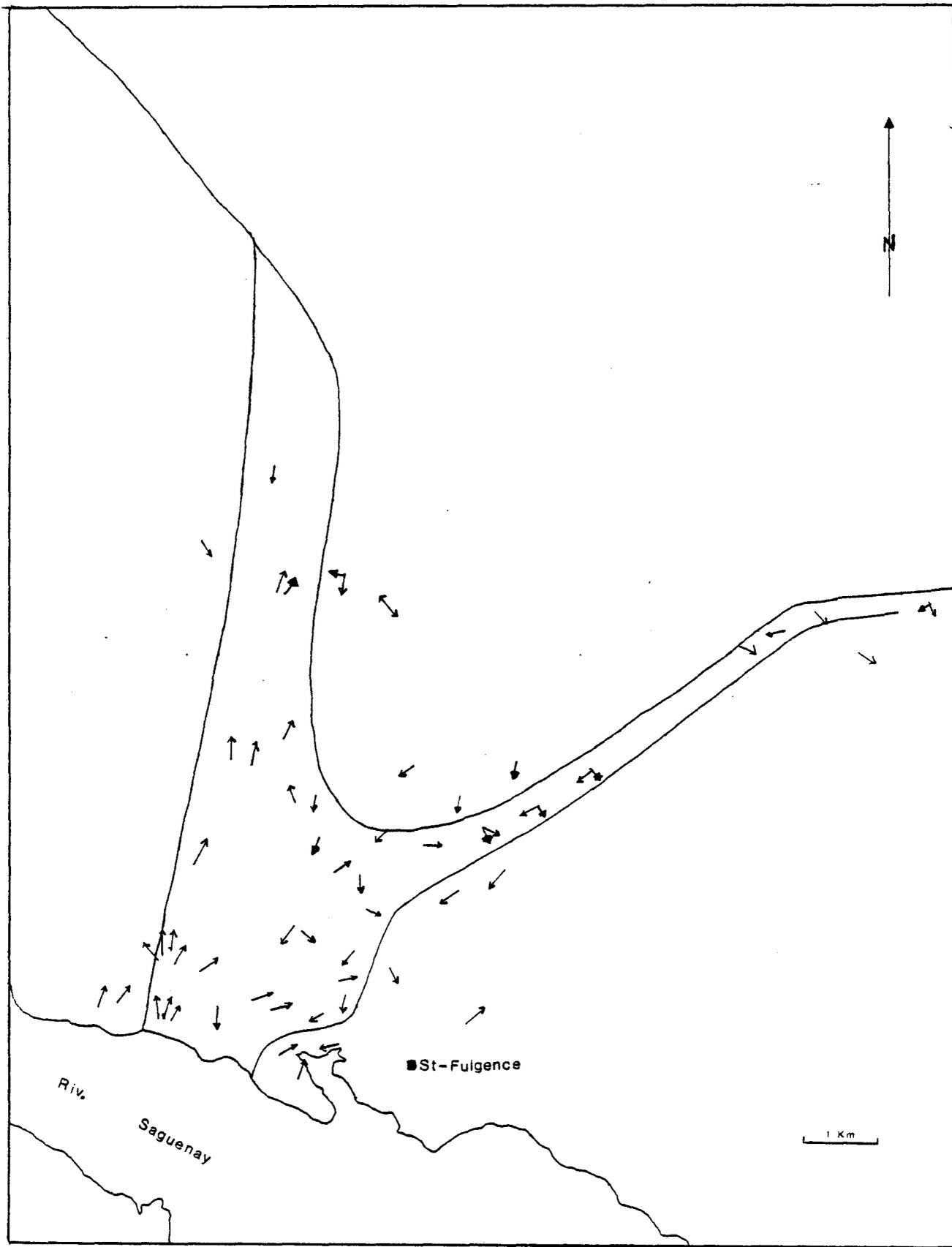


Fig. 46

4.4. Analyse structurale

En se basant sur l'analyse au stéréogramme des axes de "plis", le terrain se subdivise en quatre domaines structuraux (fig. 47) dont 3 (A-B-C) présentent un type de déformation commun tandis que le quatrième (D) est différent.

La dispersion des axes de "plis" dans les domaines A, B et C se fait sur de grands cercles dont les pôles se situent au nord-nord-ouest avec des plongées de 20 à 40° (fig. 48, 49 et 50). L'orientation du plissement dans ces trois domaines est le même mais le style de plissement diffère. En se basant sur le degré de dispersion des éléments structuraux sur les grands cercles nous passons de plis ouverts dans le domaine A à des plis serrés en B et à des plis isoclinaux en C.

Le domaine D contraste avec les domaines A, B et C par une dispersion plus forte de ces axes de part et d'autre du grand cercle et aussi par une forte constante de ceux-ci vers le nord-nord-est (fig. 51). C'est dans le sud de ce domaine, près du Saguenay, que les plongées sont les plus fortes et les directions de celles-ci les plus aléatoires. En s'approchant de l'anorthosite vers le nord les angles de plongée diminuent et leurs directions deviennent parallèles au contact du lobe de St-Fulgence (fig. 52a et b).

fig. 47: Subdivision du terrain en quatre domaines structuraux. Chaque domaine correspond à un des stéréonets des figures 48 à 51

fig. 48 à 51: Stéréonets où apparaissent les axes de "plis" des domaines A, B, C et D. En plus des axes de "plis" (linéations de la figure 47), apparaissent sur ces stéréonets l'axe des dispersions qu'ont subi ces linéations ainsi que l'angle d'ouverture de ces dispersions (l'angle d'ouverture des plis est donnée par le complément de l'angle apparaissant sur le stéréonet).

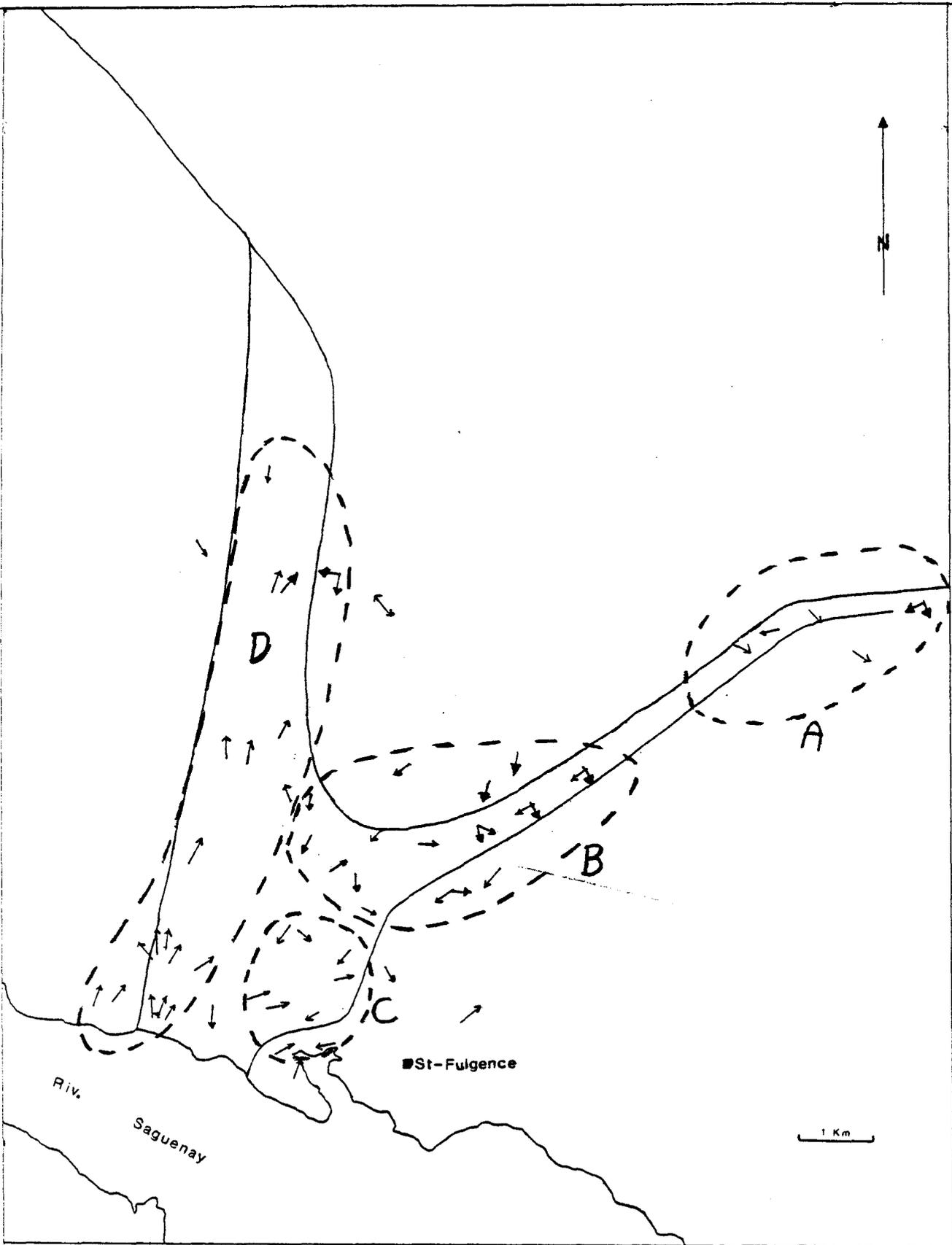


Fig.47

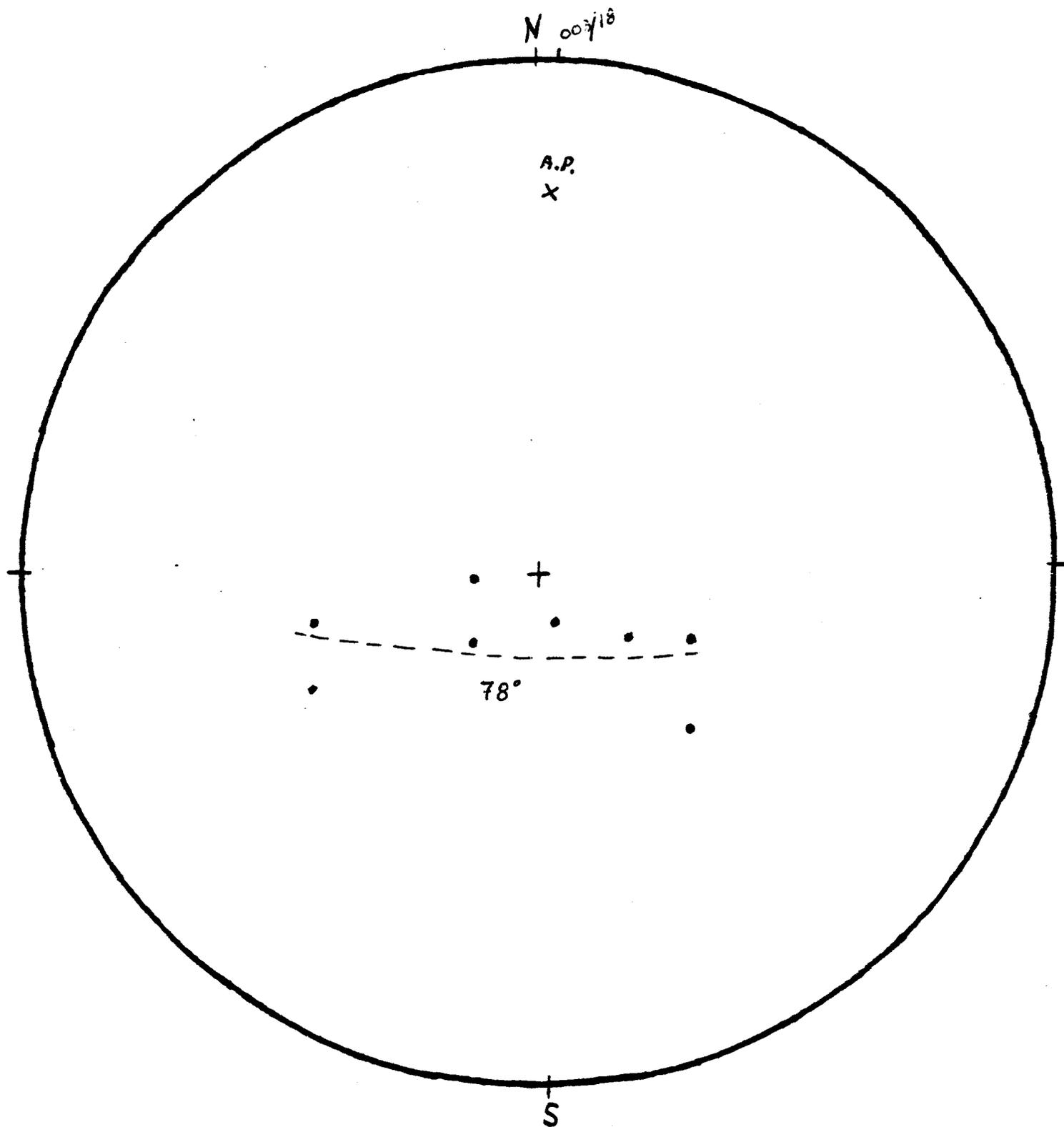


Fig.48

DOMAINE A

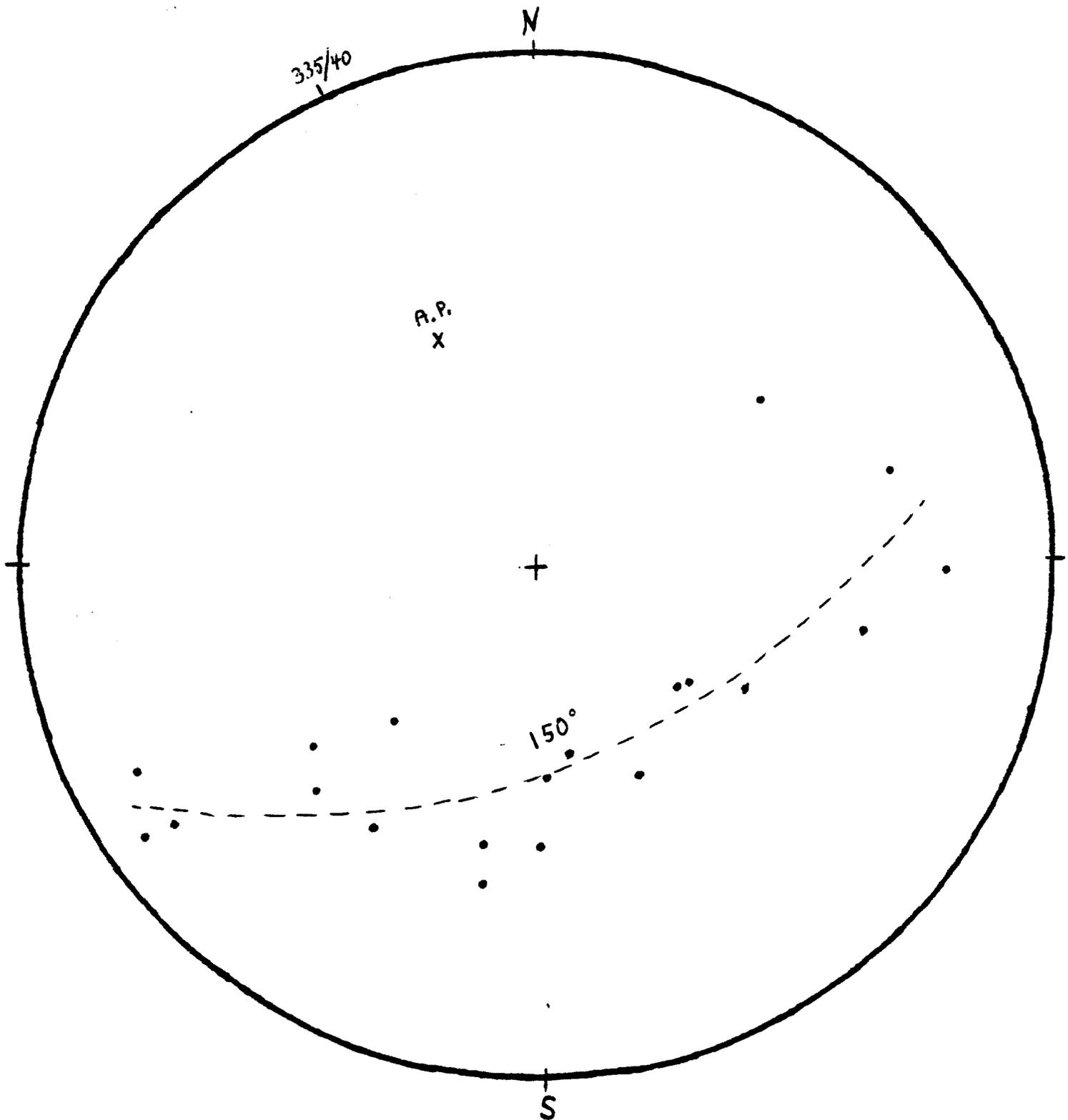


Fig.49

DOMAINE B

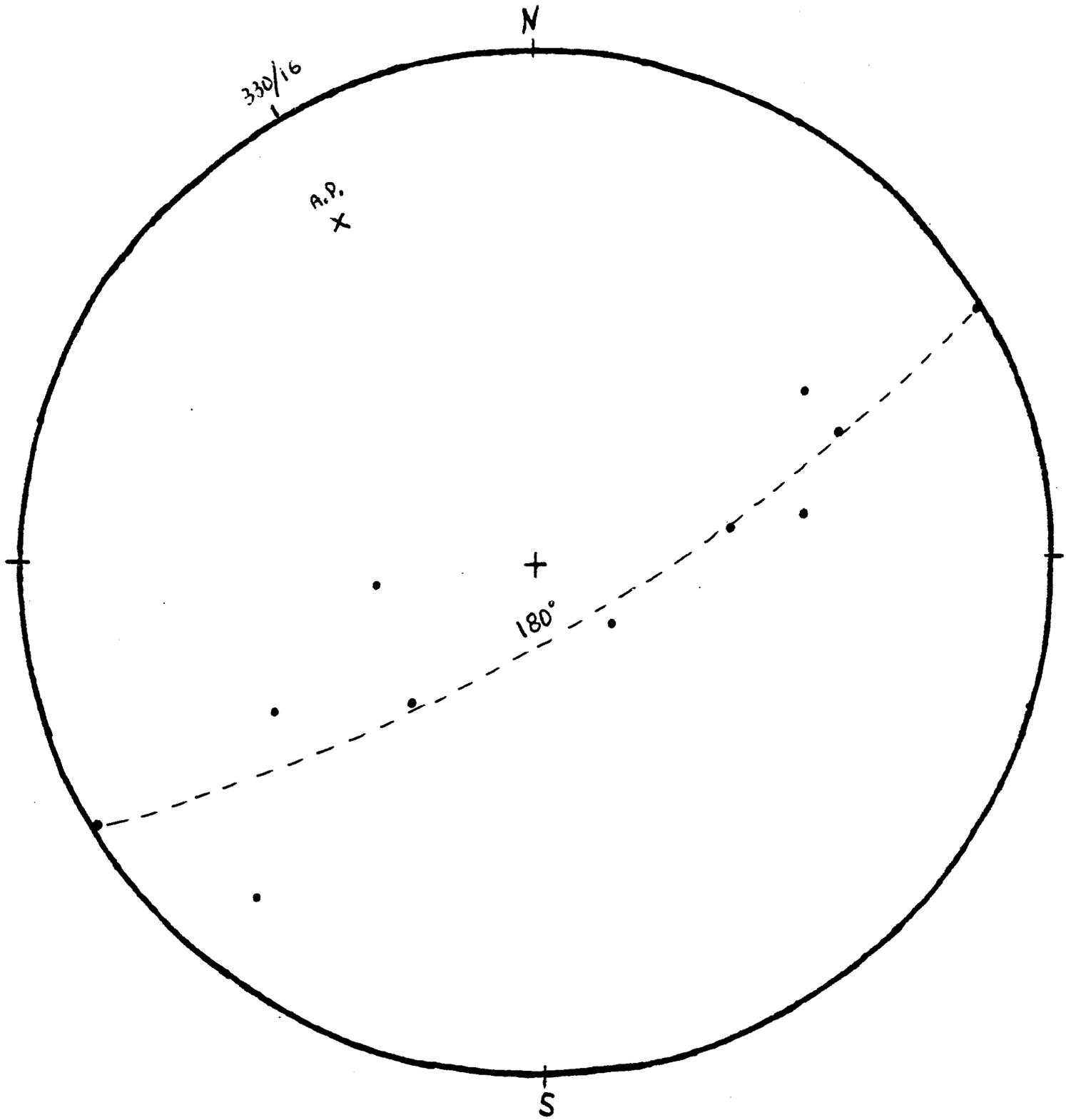


Fig.50

DOMAINE C

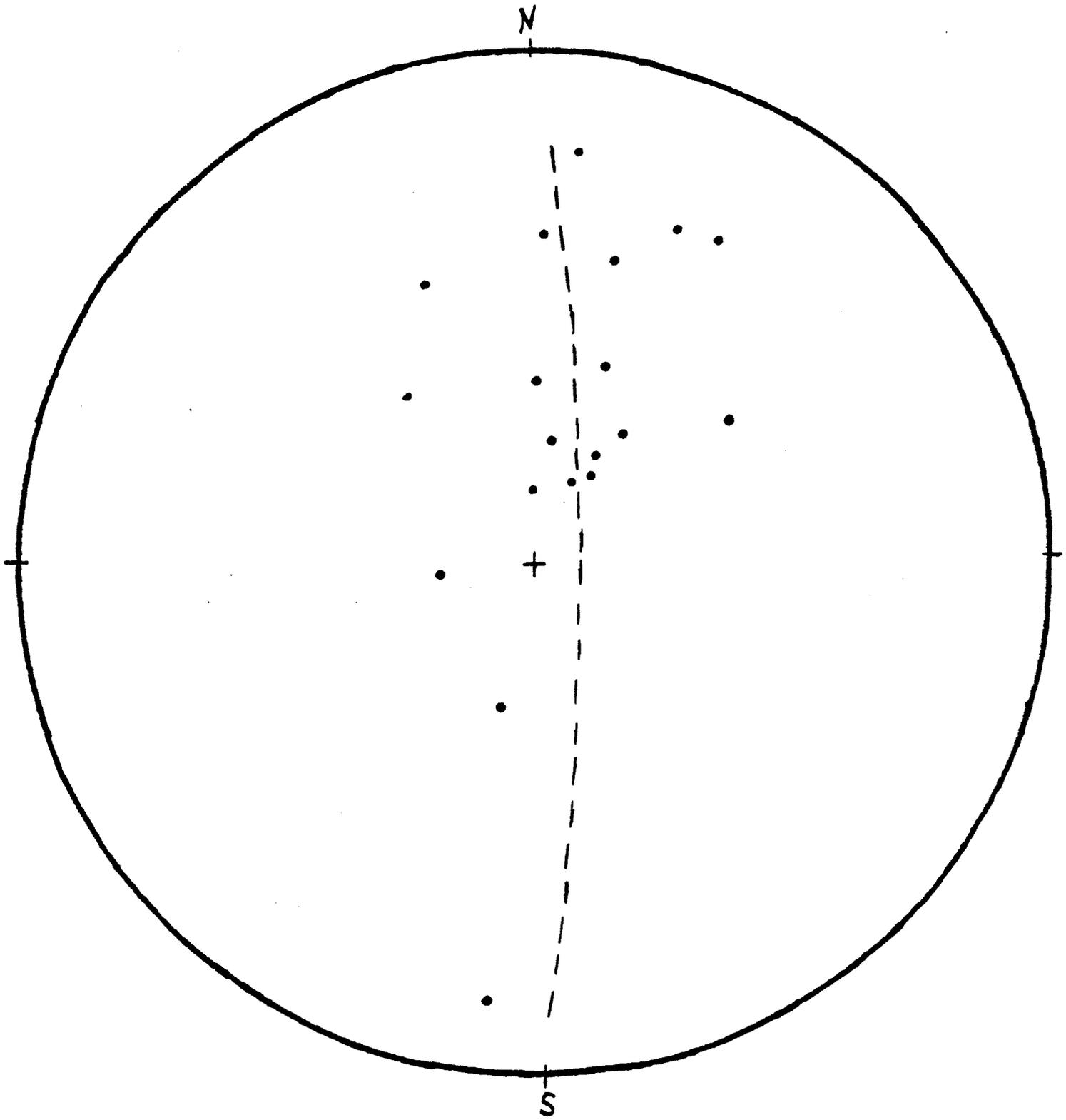


Fig.51

DOMAINE D

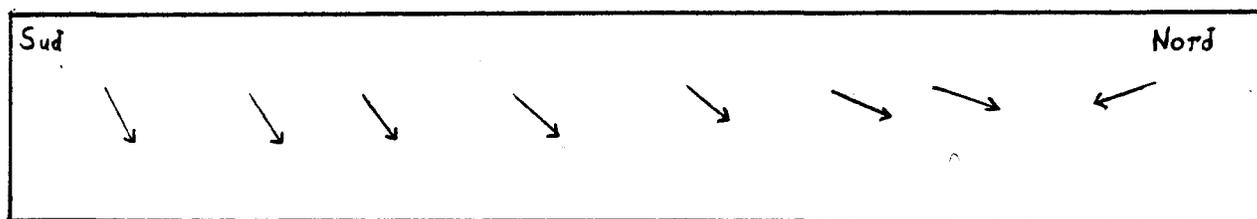


fig. 52a: Evolution de la plongée des axes de "plis" du sud au nord du domaine D (en coupe)

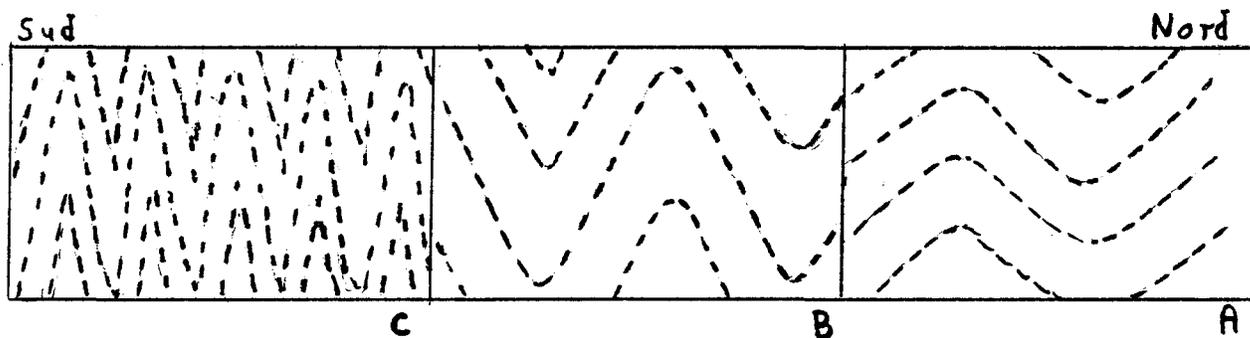


fig. 52b: Evolution dans le style de plissement du domaine A au domaine C (en coupe).

5. DISCUSSION

Ce dernier chapitre se divise en deux sections soit: une discussion et une conclusion. La discussion se divise elle-même en deux volets, dont le premier avance des interprétations qui dérivent de faits géologiques observés sur le terrain même (norite recristallisée, écrans, etc.) tandis que le deuxième volet propose des interprétations découlant de l'analyse structurale du chapitre 4.

5.1. Discussion

- Premier volet: L'anorthosite et la leuconorite I forment le cœur du lobe. Le chapitre 2.2. décrit le type de roche au cœur du lobe comme étant composée de plagioclase et de pyroxène en proportion variable, ce qui explique le passage fréquent de l'anorthosite à la leuconorite à l'intérieur du lobe. Ce mode d'occurrence s'explique par une cristallisation en même temps de ces deux roches. Toutefois, la concentration plus grande de leuconorite en bordure du lobe indiquerait une période de cristallisation plus prolongée de cette dernière ainsi qu'un enrichissement en fer du liquide résiduel.

Il y a augmentation constante du degré de recristallisation des plagioclases, indiquée par la texture en mortier, du centre du lobe vers le contact et une orientation des porphyroclastes dans une direction pa-

rallèle à ce contact. Ceci indique une augmentation dans l'intensité des déformations en approchant du contact. Une observation similaire est faite de l'autre côté du contact, dans les roches encaissantes. Le gneiss charnockitique est très répandu à l'est du lobe et sa texture oeillée permet d'observer une augmentation dans son degré de déformation qui se traduit par le passage d'une charnockite à texture ignée au sud, à un gneiss charnockitique mylonitisé au nord, près de l'anorthosite.

Cette zone de déformations maximales au contact lobe de St-Fulgence/ gneiss encaissants est également marquée par la présence d'une norite recristallisée qui ceinture le lobe. Cette norite ne se retrouve qu'à cet endroit et sa texture granoblastique indique une forte recristallisation postérieure à sa mise en place. Quelques observations comme le fait que la norite soit toujours recristallisée; la présence d'une figure d'injection de norite dans la leuconorite I; la présence de lambeaux gneissiques de leuconorite (I ou IIa) dans la norite ainsi que des dykes de leuconorite II intacts dans la norite permettent de donner l'âge relatif des différents faciès présents dans le lobe de St-Fulgence. En effet, l'anorthosite et la leuconorite I sont contemporaines et prédatent la norite car celle-ci s'y injecte. Les dykes de leuconorite II sont postérieurs à la norite. Les lambeaux de leuconorite gneissique posent cependant le problème à savoir si ce sont des écrans de leuconorite I incorporés dans la norite lors de sa recristallisation ou s'il s'agit de dykes de leuconorite II précoces (génération IIa). S'il ne s'agit pas d'écrans de leuconorite I, la présence de ces lambeaux exige soit deux

génération de leuconorite II (leuconorite IIa et IIb), ou une période d'injection unique mais d'une durée suffisante pour permettre aux arrivées précoces d'être déformées, et aux tardives de rester intactes. L'état très déformé des lambeaux face aux dykes leuconoritiques intacts suggère que ces lambeaux proviennent du cœur du lobe (leuconorite I) et ont souffert lors de leur incorporation dans la norite, suivi de la recristallisation de celle-ci. Les descriptions faites au chapitre 3.2. ne permettent pas de discriminer d'une façon certaine entre les deux hypothèses et nous devons conclure comme suit: la leuconorite I se concentre en périphérie du cœur du lobe et des lambeaux (écrans) de celle-ci ont pu être incorporés dans la norite lors de sa recristallisation. Des dykes intacts de leuconorite sont présents dans la norite ce qui prouve une deuxième génération de leuconorite, résultant probablement d'une arrivée de magma nouveau dans la chambre sous le massif anorthositique. La durée de la période d'injection est inconnue.

Un autre fait d'une importance significative est la présence d'un faible litage presque partout dans cette norite. Le chapitre 3.1. décrit un écran de gneiss charnockitique ceillé dans la norite et qui est broyé, incorporé dans celle-ci. Possiblement que tout au long de la montée du massif il y a eu "mélange" entre les roches du massif et de l'encaissant. Même quand cette norite était liquide des roches de l'encaissant furent assimilées par cette norite, ce qui explique en partie son enrichissement en quartz. Ce qui est important ici c'est que ce phénomène s'est continué même après la consolidation de la norite. La présence de roches

encaissantes du niveau tectonique actuel dans la norite est éloquent. Cet écran de gneiss s'est donc incorporé dans une norite à l'état solide, sous des contraintes mécaniques, car il n'y a aucune présence d'injections noritiques ou leuconoritiques dans les roches encaissantes du niveau actuel.

La conclusion qui découle de ces observations est la suivante: la norite, et par conséquent les autres roches du lobe de St-Fulgence n'étaient pas liquides au niveau structural présent et leur mise en place finale s'est effectuée à l'état solide. Les contraintes exercées sur les roches encaissantes ont provoqué l'incorporation mécanique de morceaux de ces dernières dans la norite solidifiée et sont responsables de l'extrême déformation observée près du contact géologique.

Enfin, la présence de la norite exclusivement au contact est révélatrice. Selon l'hypothèse d'une cristallisation en profondeur du massif d'anorthosite suivie d'une montée diapirique à l'état solide (Dimroth et al. 1981, Woussen et al. 1981), il s'ensuit de fortes contraintes au contact. Une injection noritique venant de la chambre magmatique aura tendance à s'infiltrer par cette "rupture géologique" et possiblement servir de lubrifiant liquide entre les deux types de roche. Tant que cette norite est liquide, la montée du lobe anorthositique sera facilitée et quand celle-ci sera solide, elle continuera, par sa recristallisation qui semble plus facile à produire que dans les autres roches, à aider la montée du lobe de St-Fulgence. Cette facilité relative à la

recristallisation de la norite par rapport aux autres lithologies présentes est clairement indiquée par les textures des diverses roches et ce comportement confère vraisemblablement à la norite une plus grande ductilité facilitant ainsi son rôle de lubrifiant, même à l'état solide.

-Deuxième volet: Le rubanement ainsi que la majorité des structures présentes dans le gneiss tonalitique définissent la schistosité régionale 2a (Owen 1980, 1981; Dimroth et al. 1981) et correspondent aux structures pré-existantes à la mise en place du lobe de St-Fulgence. Les bouleversements subis par cette schistosité 2a au contact de l'anorthosite renseignent donc sur le processus de mise en place de cette dernière.

L'étude structurale indique un style tectonique différent au sud-est du lobe par rapport à l'ouest. Regroupons maintenant les domaines structuraux A, B et C en un terrain tectonique I et le domaine D en un terrain tectonique II. Dans le terrain tectonique I (sud-est) il y a évolution à partir d'une déformation ouverte au nord-est du lobe (domaine A) jusqu'à une déformation très serrée au sud (domaine B et C). Ceci suggère une intensification du plissement en allant vers l'extrémité du lobe. Il se produit également une rotation des axes de dispersions du nord, dans le domaine A, au nord-ouest, dans le domaine B. Cette rotation traduit une tendance de ces axes à demeurer perpendiculaire au contact du lobe. Ceci s'ajoute au parallélisme déjà observée des structures de part et d'autre du contact. Ce parallélisme des structures

suggère une force exercée par l'anorthosite sur les gneiss encaissants tandis que la perpendicularité des axes de "plis" (dispersions) par rapport au lobe est en fait l'expression de la tendance qu'ont ces axes de plis à demeurer parallèle au massif d'anorthosite du Lac St-Jean (fig.53). Ce parallélisme des axes de "plis" avec le massif d'anorthosite résulte de la force exercée par celui-ci par la mise en place du lobe de St-Fulgence sur les gneiss encaissants. La figure 53 illustre bien que la déformation est exercée de l'anorthosite vers l'encaissant et qu'elle est maximale à l'extrémité du lobe, ce qui est mis en évidence par un plissement plus fort dans le domaine C face au domaine A.

Dans le terrain tectonique II à l'ouest, les axes de dispersion des structures pré-existantes plongent presque tous vers le nord. Les rotations ou dispersions de ces axes se font dans un plan vertical d'orientation nord-sud. Ces axes passent d'une forte plongée au sud pour devenir sub-horizontaux vers le nord et même plonger faiblement vers le sud. Ce revirement des plongées traduit une composante de déformation verticale ascendante vers le nord, c'est-à-dire de l'anorthosite par rapport aux roches encaissantes (voir fig.54).

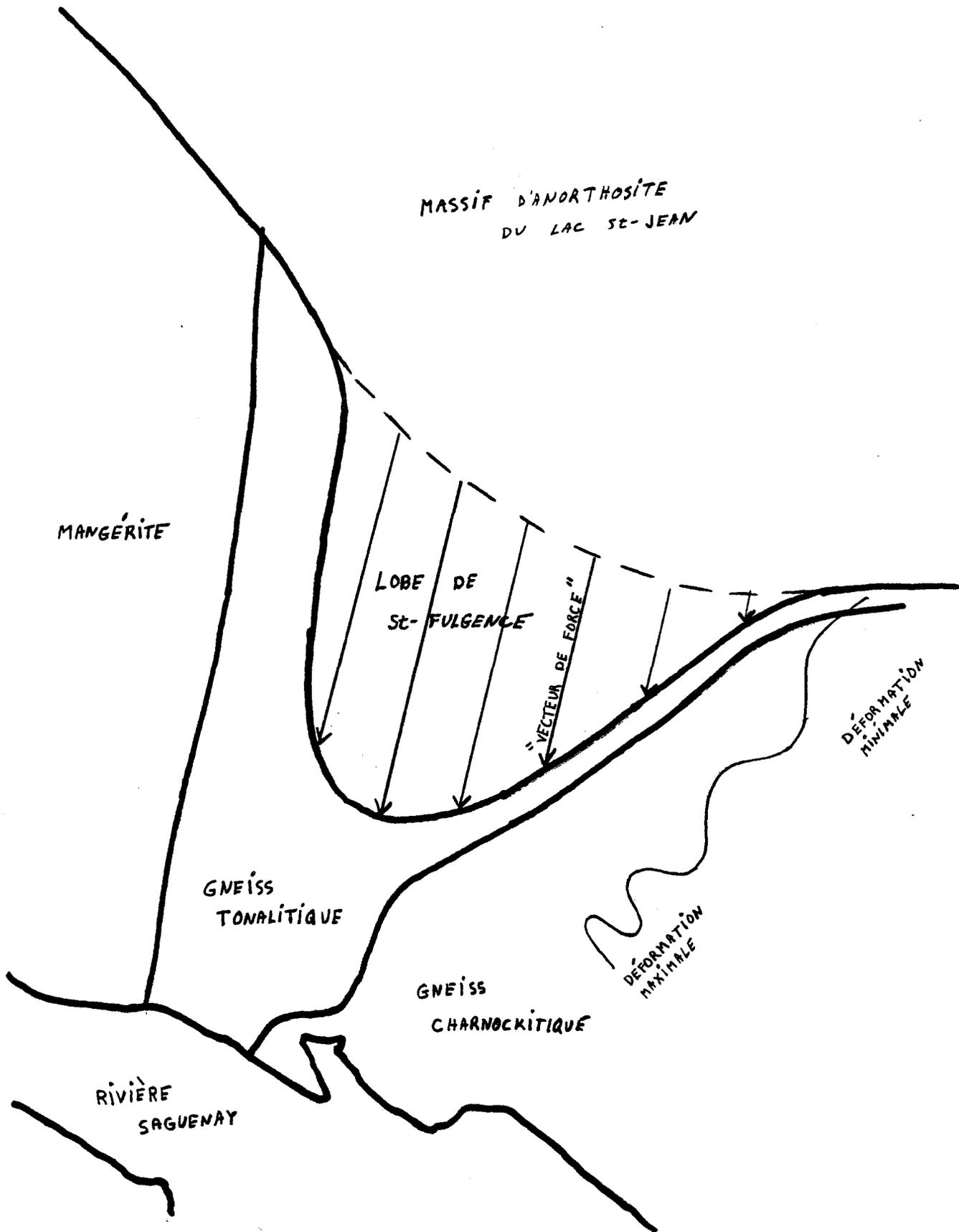


fig53: Schématisation des forces produites par le lobe de St-Fulgence, par rapport au massif en général, dans les gneiss encaissants.

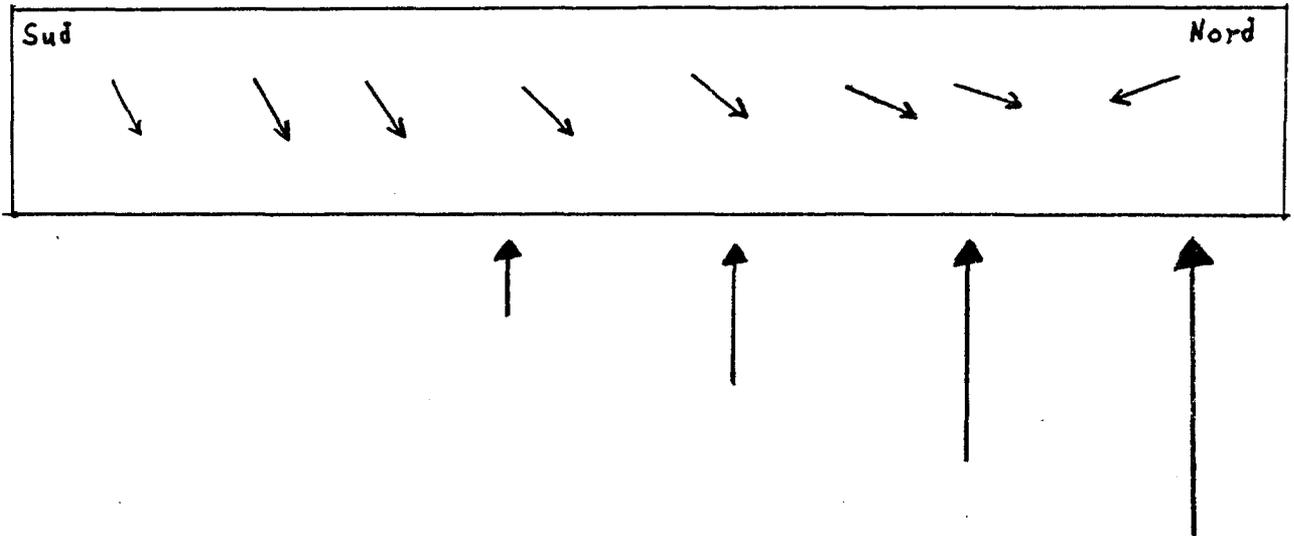


fig. 52. En coupe. Il s'agit de la fig. 52 qui illustre les angles de plongée des axes dans le domaine D. La composante de déformation verticale responsable du revirement des plongées est indiquée en dessous

Les données structurales recueillies sur le terrain confirment les prédictions d'un modèle géométrique dans lequel une masse solide (plastique) montant dans une autre aura tendance à redresser certaines structures dans la roche encaissante et que l'arrivée (tardive?) d'une protubérance comme le lobe de St-Fulgence développera des forces horizontales d'autant plus fortes que l'on s'éloigne de la masse principale.

Ce modèle implique donc de grandes forces de compression (ou pression) au contact anorthosite/gneiss qui se manifestent sur le terrain par une augmentation constante du degré de déformation des roches en s'approchant du contact (de part et d'autre du contact), par la recristallisation de la bordure noritique du lobe et par l'incorporation mé-

canique d'écrans de roches encaissantes dans le lobe de St-Fulgence.

Ce modèle est compatible également avec l'absence totale de tout effet de fusion dans les gneiss encaissants et le rétro-métamorphisme au faciès amphibolite en bordure du massif. L'isograde séparant la zone rétro-métamorphisée au faciès amphibolite et le faciès granulite indique la limite spatiale où les gneiss encaissants ont été perturbés par la mise en place de l'anorthosite.

Les déformations causées aux roches du terrain tectonique I trahissent une composante de déformation horizontale tandis que celles causées aux roches du terrain tectonique II trahissent une composante de déformation verticale. Les raisons d'une signature tectonique différente entre les terrains I et II sont inconnues. Un rôle de la mangérite dans l'évolution du terrain tectonique II ne peut être exclu étant donné qu'une bonne partie de celui-ci est coincé entre la mangérite et l'anorthosite. Notons également que la frontière entre les terrains tectoniques I et II correspond à l'extension vers le sud du contact ouest du lobe. Ce contact ouest est lui-même différent des contacts sud et est par un pendage sub-vertical et une enveloppe noritique remarquablement mince. Il peut être postulé ici une différence entre ces deux terrains tectoniques antérieure à la mise en place du lobe de St-Fulgence et qui aurait permis à cette mise en place des manifestations différentes dans chacun des terrains. L'étude de cette hypothèse dépasse cependant le cadre de nos travaux.

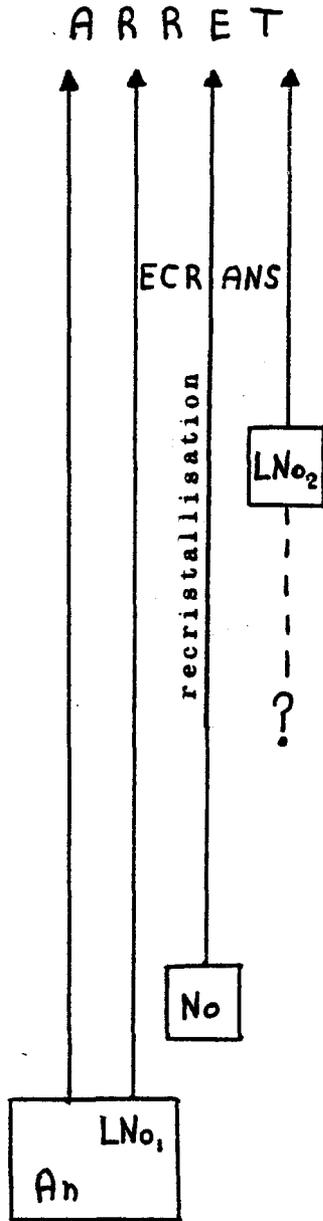
5.2. Conclusion

A l'aide des faits qui ressortent de cette étude nous pouvons établir une chronologie détaillée de la mise en place du lobe de St-Fulgence. La figure 55 illustre cette mise en place dont les détails sont fortement basés sur les observations dans la norite recristallisée et sur ses relations avec ses roches encaissantes.

L'évolution du lobe se fait comme suit:

- 1- Consolidation à la base de la croûte de l'anorthosite à une profondeur de 25 à 30 km (Woussen et al. 1981) à partir d'un magma gabbroïque riche en aluminium résultant de la fractionnement de l'orthopyroxène et de l'olivine à la base de la croûte (Emslie 1978).
- 2- L'injection du liquide résiduel enrichi en fer provoque le développement d'une enveloppe de norite autour de l'anorthosite cristallisée.
- 3- Le tout monte à l'état solide dans la croûte terrestre (Woussen et al. 1981; Dimroth et al. 1981).
- 4- La norite recristallise lors de cette montée diapirique.
- 5- Injection de dykes de leuconorite II dans les roches du massif provoquée par l'arrivée de nouveau magma sous celui-ci.

Fig.55:Chronologie de mise en place du lobe anorthositique de St-Fulgence.



- Arrêt de la montée diapirique au niveau tectonique actuel
- Les écrans sont insérés mécaniquement
- Injection de dykes leuconoritiques (2^e génération)
- La norite recrystallise
- La montée à l'état solide se continue (An + LNo + No)
- Injection et/ou développement d'une enveloppe de norite
- Cristallisation en profondeur, puis ascension diapirique
- Génération du magma parent à l'interface croûte/manteau

MAGMA

6- Insertion mécanique d'écrans de roches encaissantes dans la norite.

7- Arrêt de la montée diapirique au niveau structural présent.

La chronologie de mise en place du lobe de St-Fulgence indique que cette mise en place, du moins au stade final, s'est faite à l'état solide. Les observations faites dans les roches encaissantes indiquent que celles-ci ont été perturbées par l'arrivée de l'anorthosite. Les transpositions des structures pré-existantes à la mise en place de l'anorthosite observés dans l'encaissant attestent d'une montée diapirique du lobe dans les roches encaissantes.

Les figures 56 et 57 proposent une interprétation géologique autour du lobe de St-Fulgence.

fig. 56: Cette figure indique l'endroit où la coupe schématisée de la figure 57 est tirée.

fig. 57: Interprétation de la géologie en profondeur sous la coupe A - A'. Cette interprétation tient compte des lithologies et des pendages rencontrés le long de cette coupe (échelle verticale inconnue).

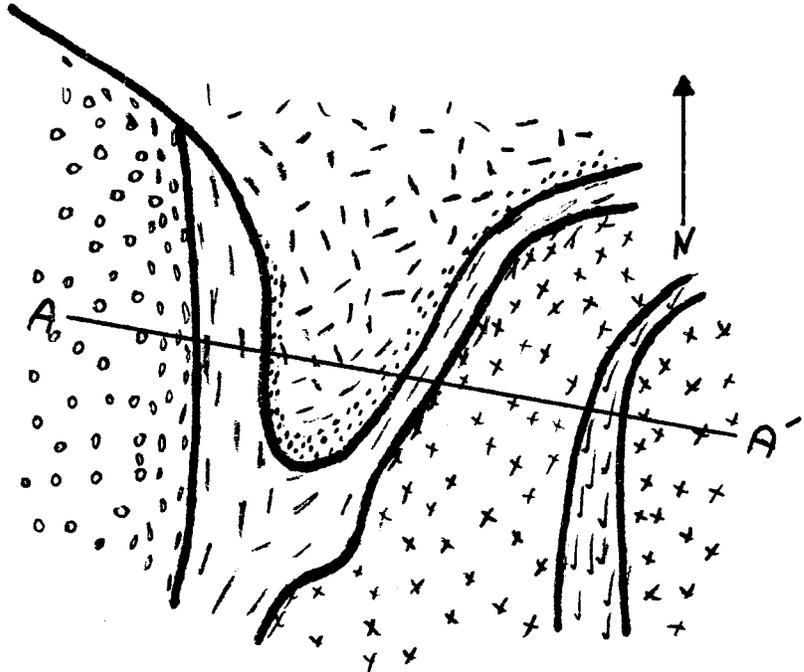


Fig. 56

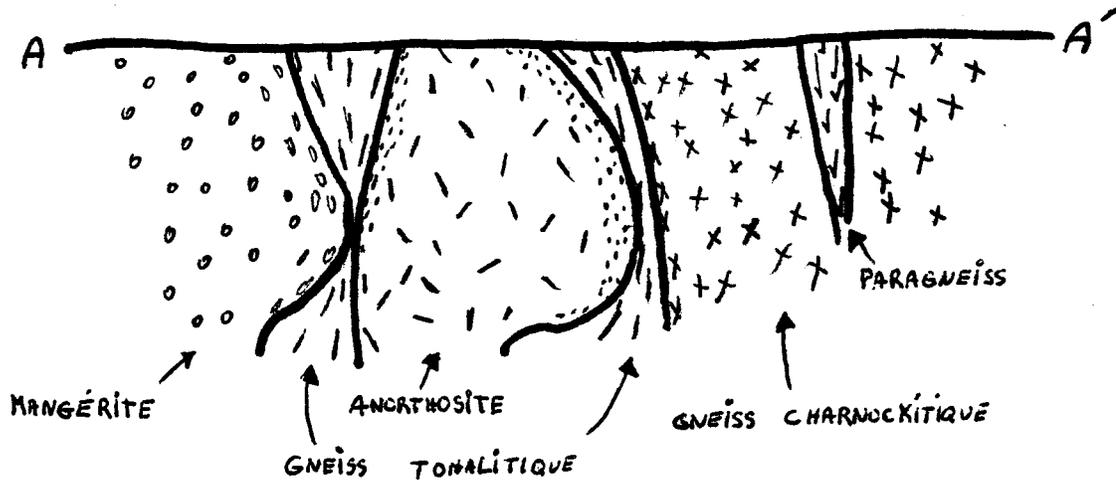


Fig. 57

TRAVAUX FUTURS

Il serait très pertinent de remonter les contacts entre le massif et les gneiss encaissants au-delà du lobe de St-Fulgence, c'est-à-dire vers le massif lui-même, et chercher une continuité aux phénomènes observés (norite recristallisée, écrans, etc.). Cela aiderait à savoir si le lobe a eu ou non une évolution différente du massif en général.

Il serait également intéressant d'étudier en détail la zone où les foliations traversent le contact (zone est). Il faudrait chercher une continuité à ce phénomène à l'intérieur du lobe. Ça permettrait de savoir si cette foliation qui traverse le contact est le début d'une nouvelle foliation/schistosité qui annonce une séparation du lobe d'avec le massif, ou si c'est une foliation antérieure qui ne se serait pas réorientée parallèlement au contact lors de la mise en place du lobe. Ceci aiderait à savoir si le lobe de St-Fulgence est à un stade précoce ou tardif de formation.

BIBLIOGRAPHIE

- Barraud, C.: 1977, Evolution tectonique des granulites de la région de Pine Hill, SW du complexe anorthositique de Morin, Province de Grenville, P.Q., Canada. U. de M., Thèse de Doctorat, 207 p.
- Bowen, N.L.: 1928, The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton, N.J. 332 p.
- Corriveau, L.: 1982, Physical conditions of the regional and retrograde metamorphosis in the pelitic gneiss of the Chicoutimi Area, Quebec. Thèse de Maîtrise, Queen's University. 264 p.
- Dimroth et al., 1981: Geological history of the Saguenay region, Quebec (central granulite terrain of the Grenville province): a working hypothesis. Can. J. Earth Sci. 18. 1506-1522.
- Emslie, R.F., Anorthosite massifs, rapakivi granites and Late Proterozoic rifting of North America. Precambrian Res., 7: 61-98.
- Hocq, M. 1977: Contribution à la connaissance pétrostructurale et minéralogique des massifs anorthositique et mangéritique de la région du réservoir Pipmuacan. U. de M. Thèse de Doctorat. 699 p.
- Isachsen, Y.M. (éditeur) 1969: Origin of anorthosite and related rocks. N.Y. state mus. Sci. Serv. Mem., 18
- Kehlenbeck, M.M., 1972: Deformation texturer in the Lac Rouvray anorthosite mass. Can. J. Earth Sci., 9, 1087-1098.
- Laurin, A.F. et Scharma K.N.M., 1975: Région des rivières Mistassini, Peribonca et Saguenay, (Grenville 1965-67). Ministère des Richesses Naturelles, R.G. 161.

- Martignole, J., 1974: L'évolution magmatique du complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 44, 117-137.
- Martignole, J. et Schrijver K.: 1970a: Tectonic setting and evolution of the Morin anorthosite, Grenville province, Quebec. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 42, 165-209.
- Martignole, J. et Schrijver K.: 1970b: The level of anorthosites and its tectonic pattern. *Tectonophysics*, 10, 403-409.
- Martin E.L., 1983, Modèle de formation et de mise en place de la partie Sud-ouest du complexe anorthositique du Lac St-Jean. Mémoire de Maîtrise, U.Q.A.C., 126 p.
- Myers, J.S., 1978: Formation of banded gneisses by deformation of igneous rocks. *Precambrian Res.*, 6, 43-64.
- Owen, V. et al., 1980: The old gneiss complex east of Chicoutimi, Quebec. *Current Res.*, Part A, G.S.C. Paper 80-1A, 137-146.
- Owen, V., 1981: Petrography of leucocratic segregations in the migmatitic old gneiss complex east of Chicoutimi, Quebec. U.Q.A.C., Thèse de Maîtrise. 172 p.
- Ramberg, H., 1967: Gravity, deformation and the earth's crust. Academic Press, London.
- Thivierge S, Roy D.W., Chown E.-H. et Gauthier A; 1983. Evolution du Complexe Alcalin de St-Honoré (Québec) après sa mise en place, *Mineral. Deposita* 18, 267-283.

Woussen, G. et al., 1981: Crystallization and emplacement of the Lac St-Jean anorthosite massif (Quebec, Canada). *Contrib. Mineral. Petrol.*, *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, pp346-350.

Wynne-Edwards, H.R., 1972, The Grenville Province, in *Variation in Tectonic Styles in Canada*. G.S.C. special paper II, pp 263-334.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tout particulièrement les quatre étudiants qui m'ont aidé sur le terrain: Mary-Jane Buchanun, Luc Bergeron, Sylvain Bourdon et Gilles Lavallée. Je remercie également mes trois directeurs de thèse, MM Denis Roy, Gérard Woussen et Erich Dimroth pour leurs critiques et encouragements. J'ai fort apprécié les visites de messieurs Roy et Woussen sur mon terrain de thèse.

Je remercie Yvon Boudreault pour les facilités qu'il m'a accordées dans la fabrication de mes lames minces. Un merci spécial à Yvon Joly pour la prompte dactylographie de ce texte.

GROUPE -1

II F

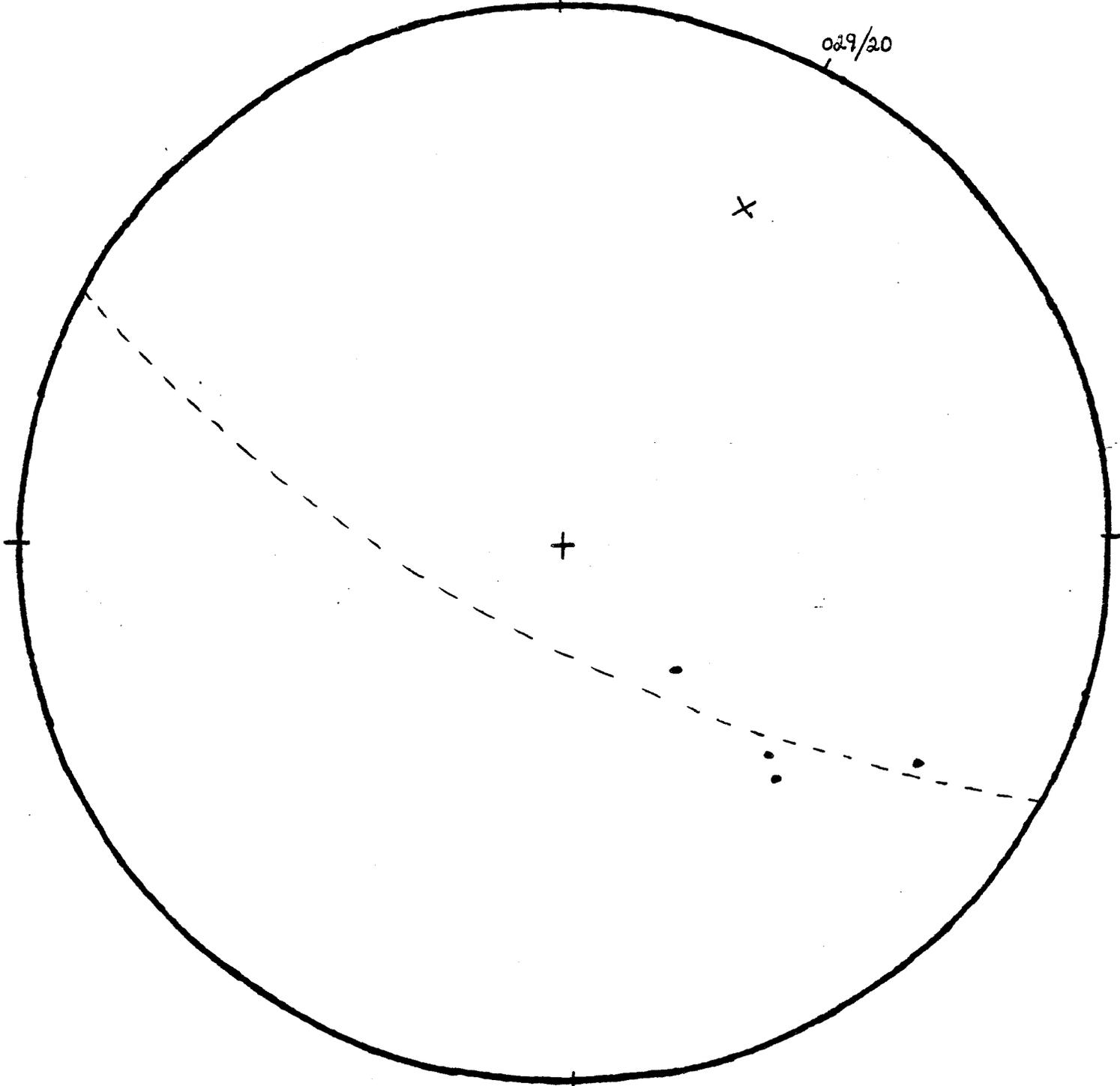
N

029/20

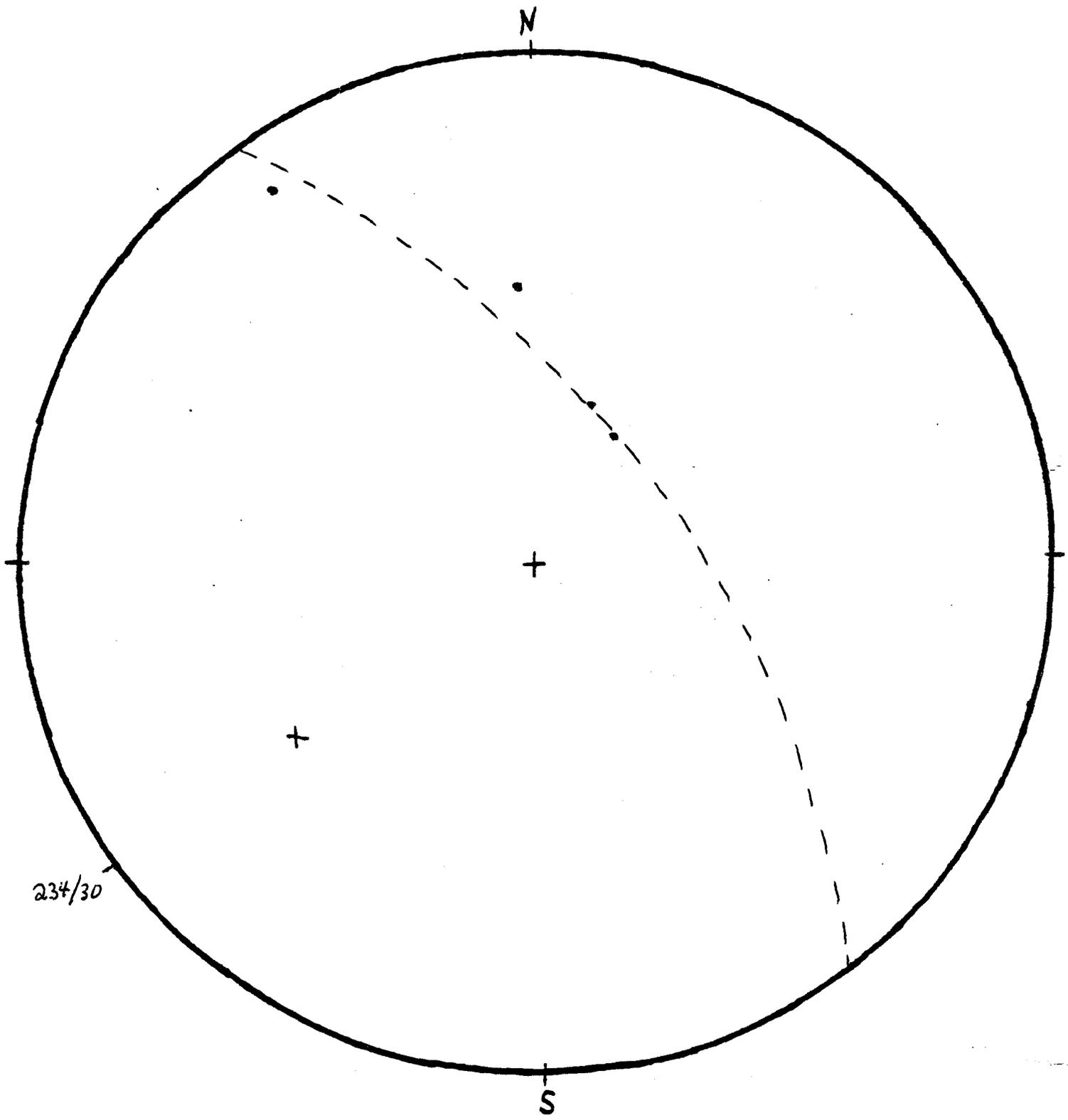
x

+

S

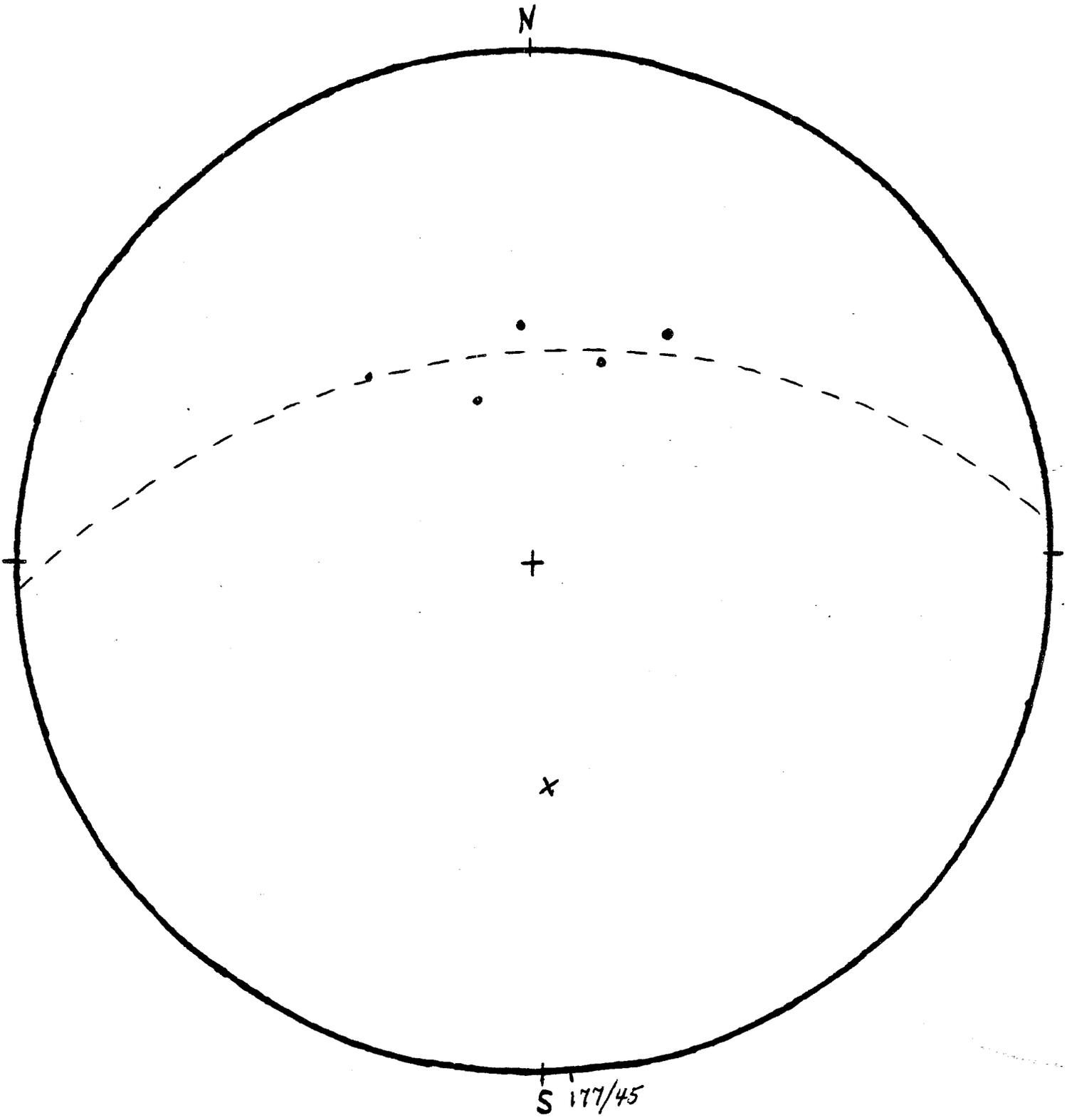


Π F



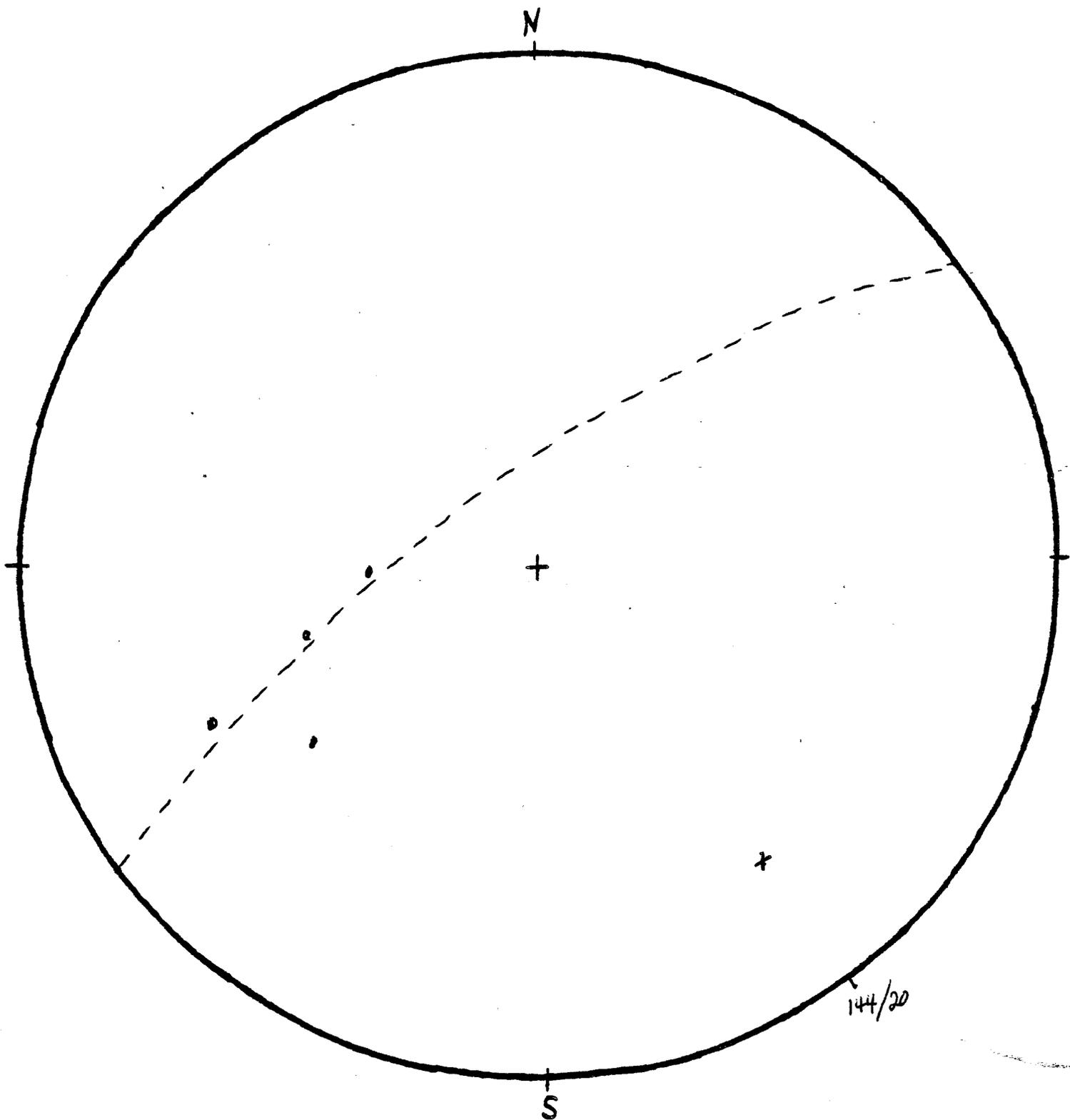
234/30

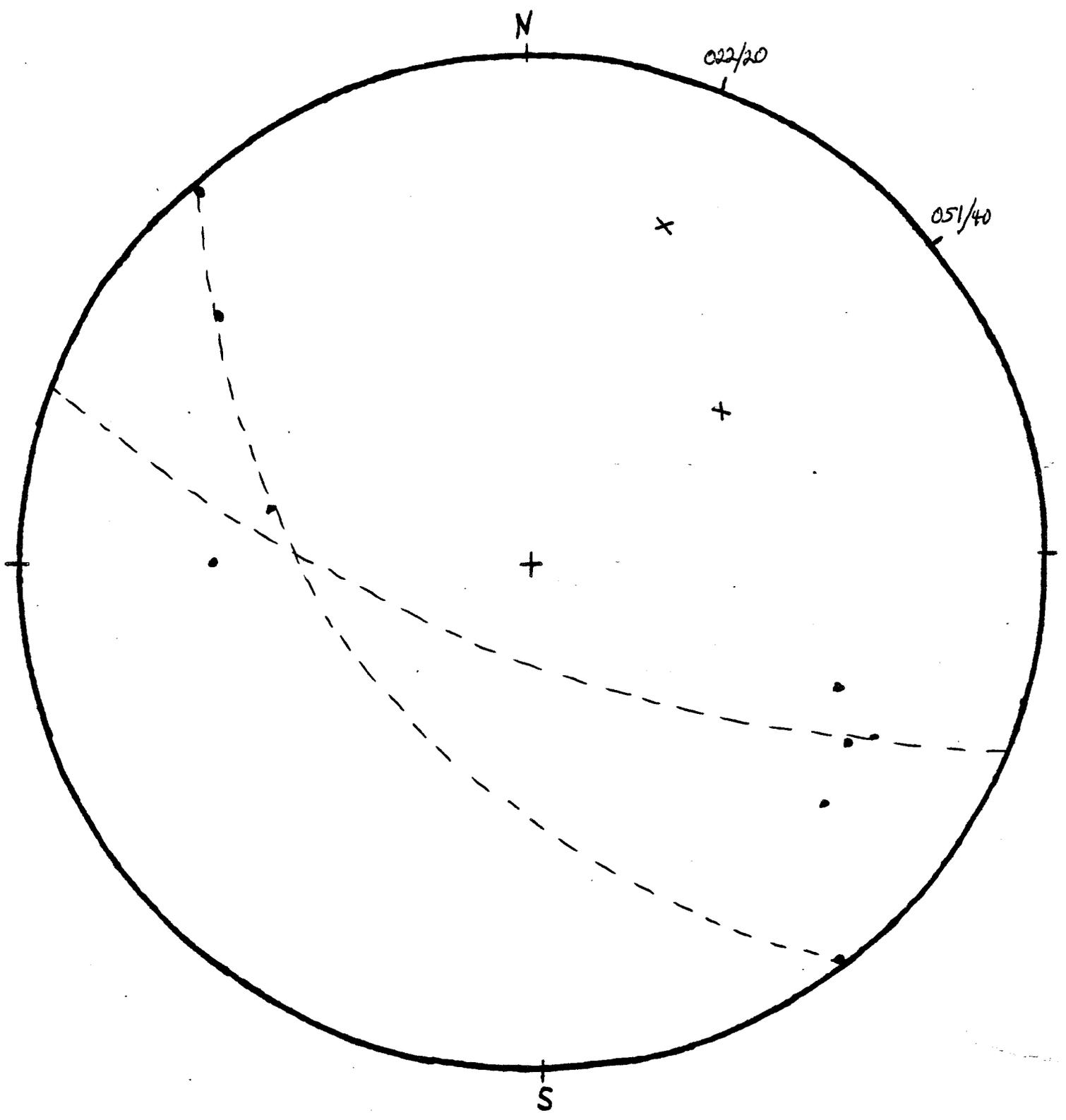
TF



GRUPE 4

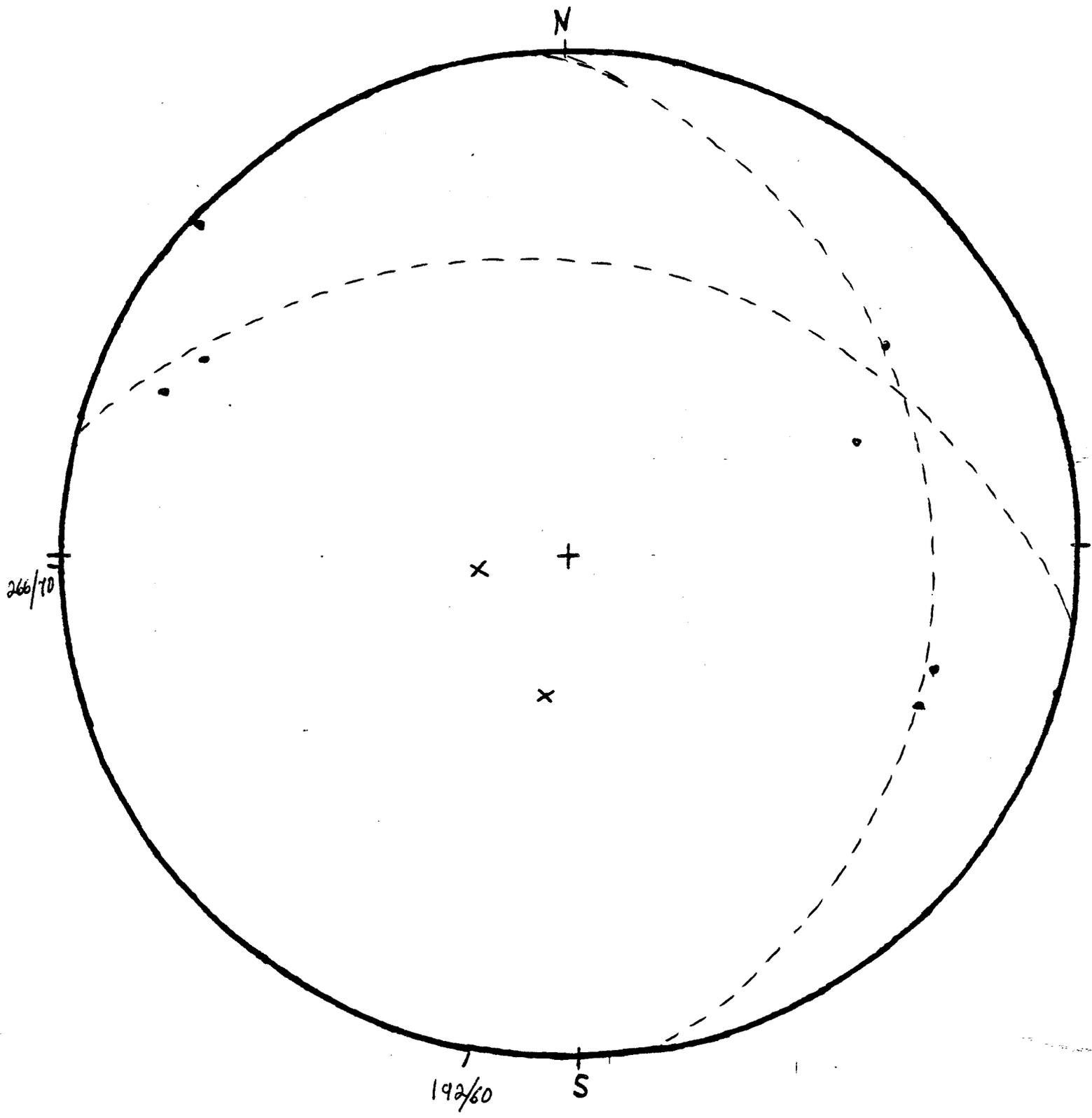
πF



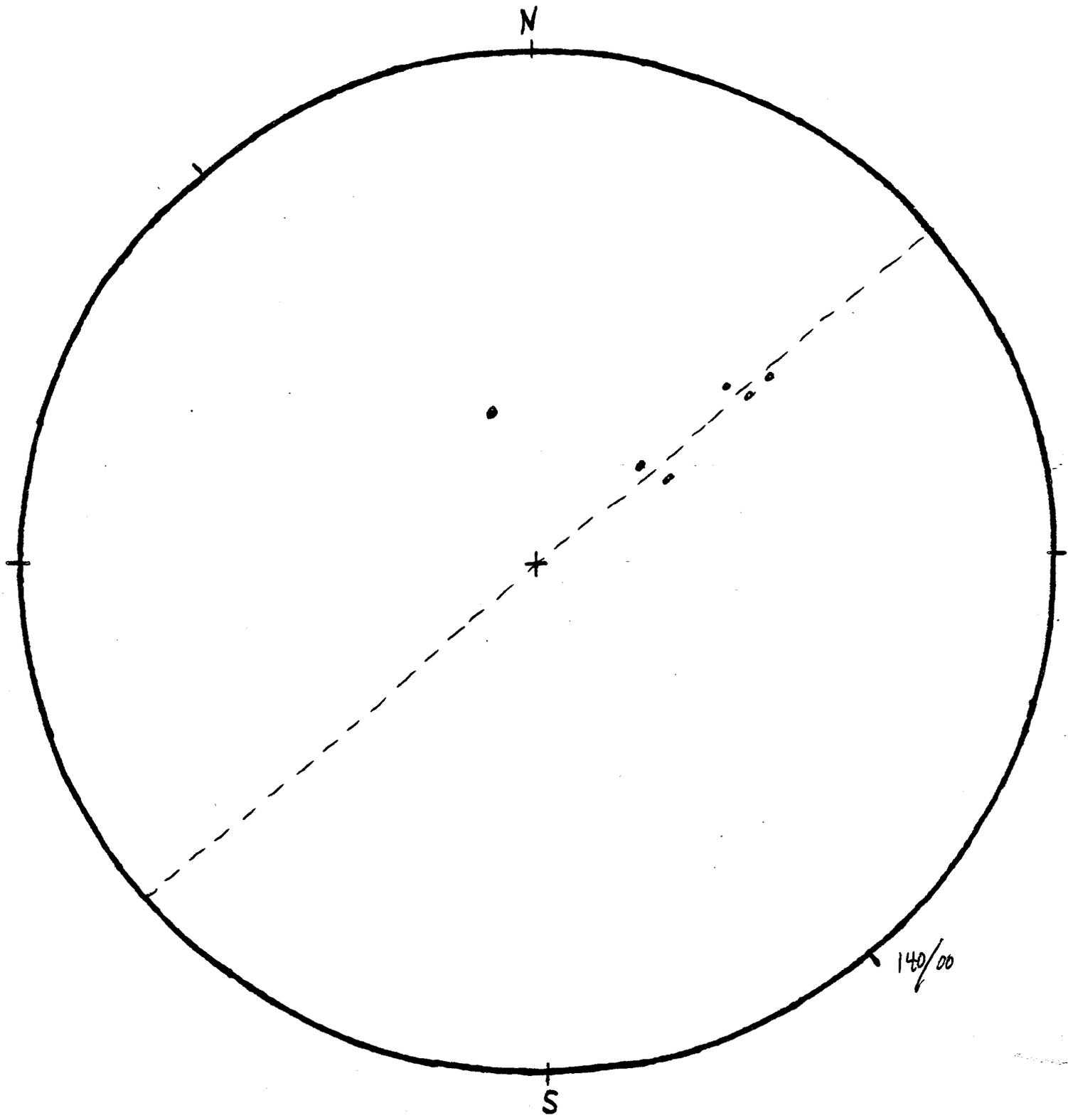


GRUPE 6

TF

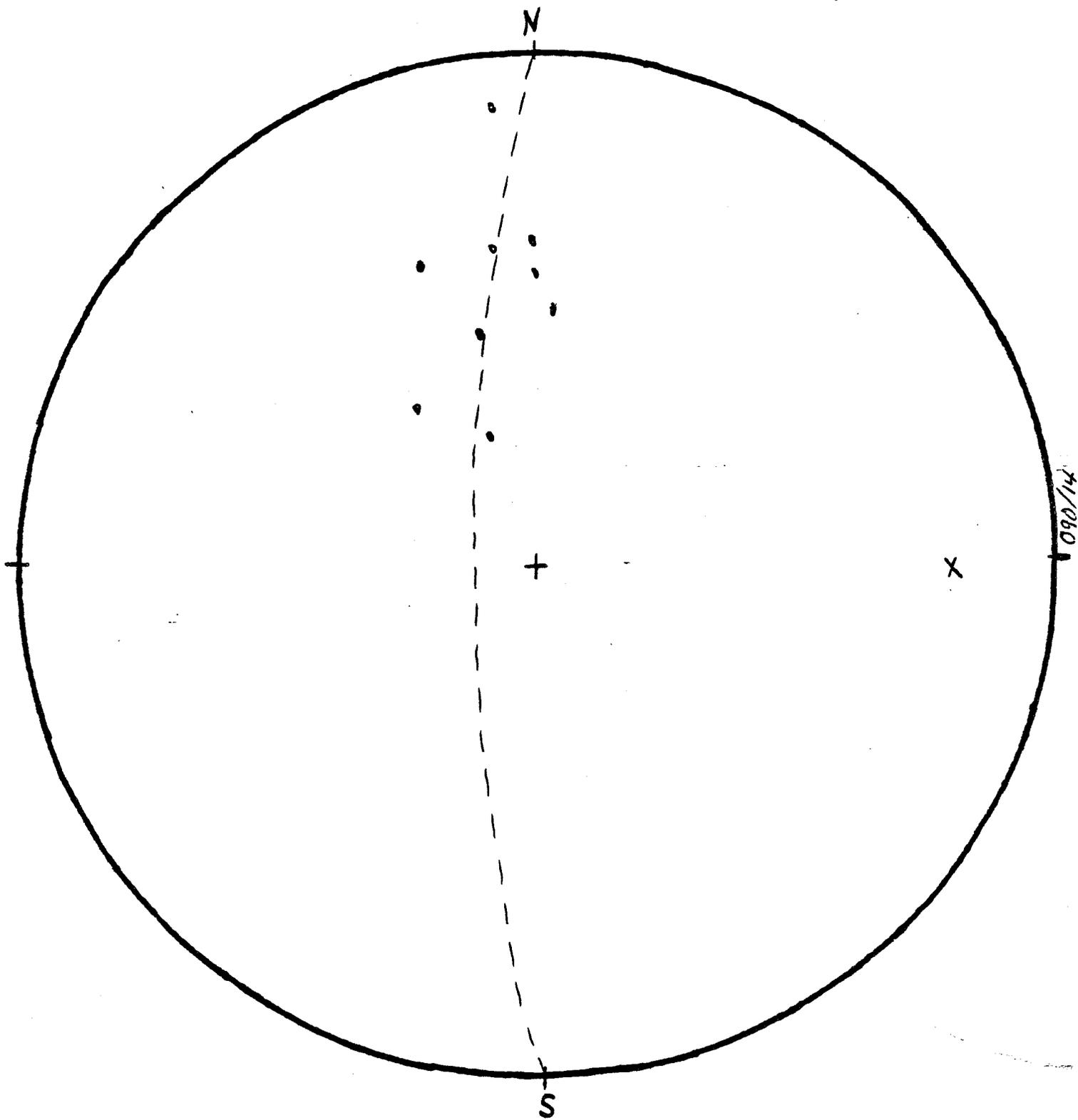


GRUPE 7
TF



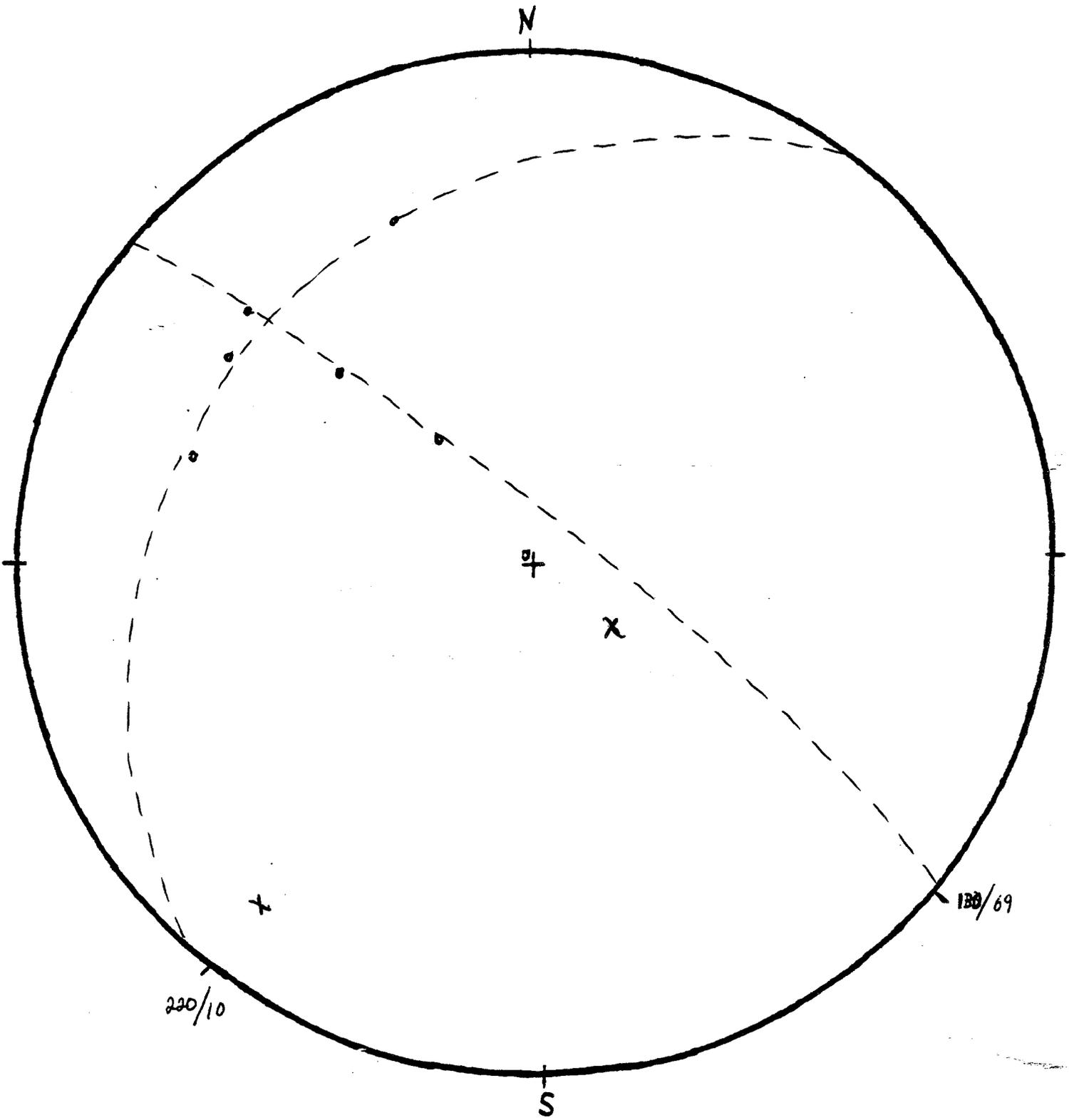
GRUPE 8

TF

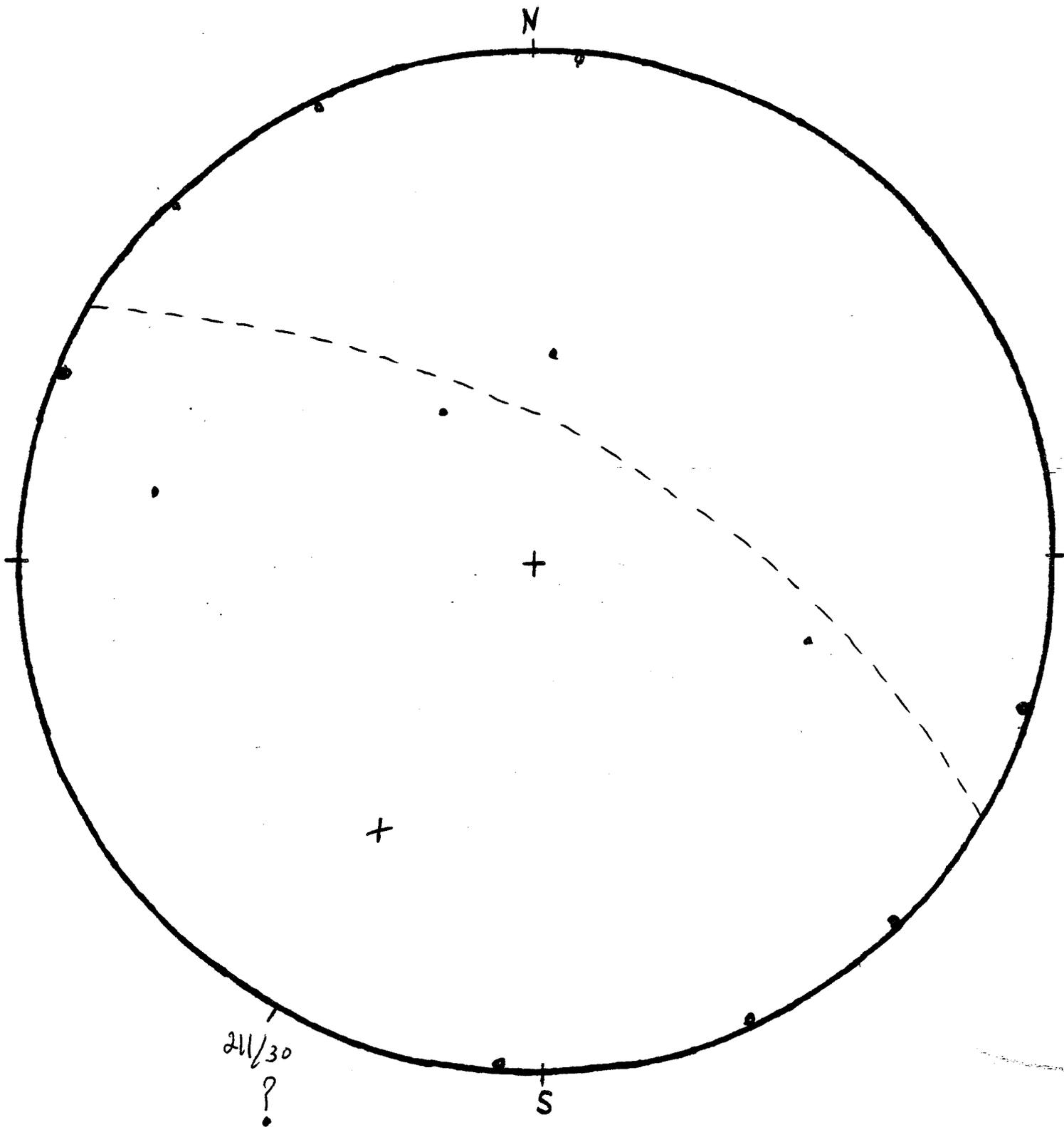


GRUPE 9

TF

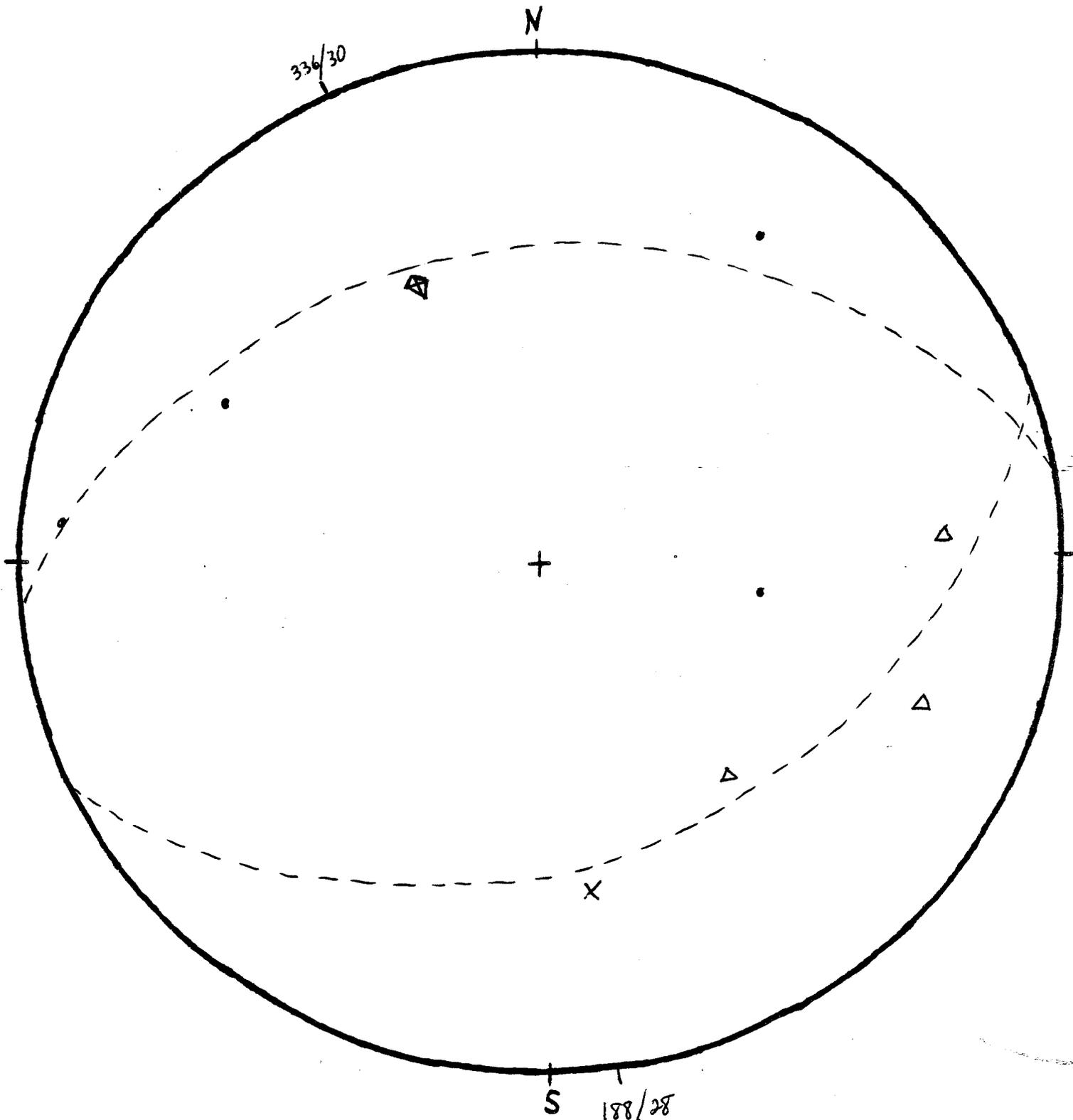


II F



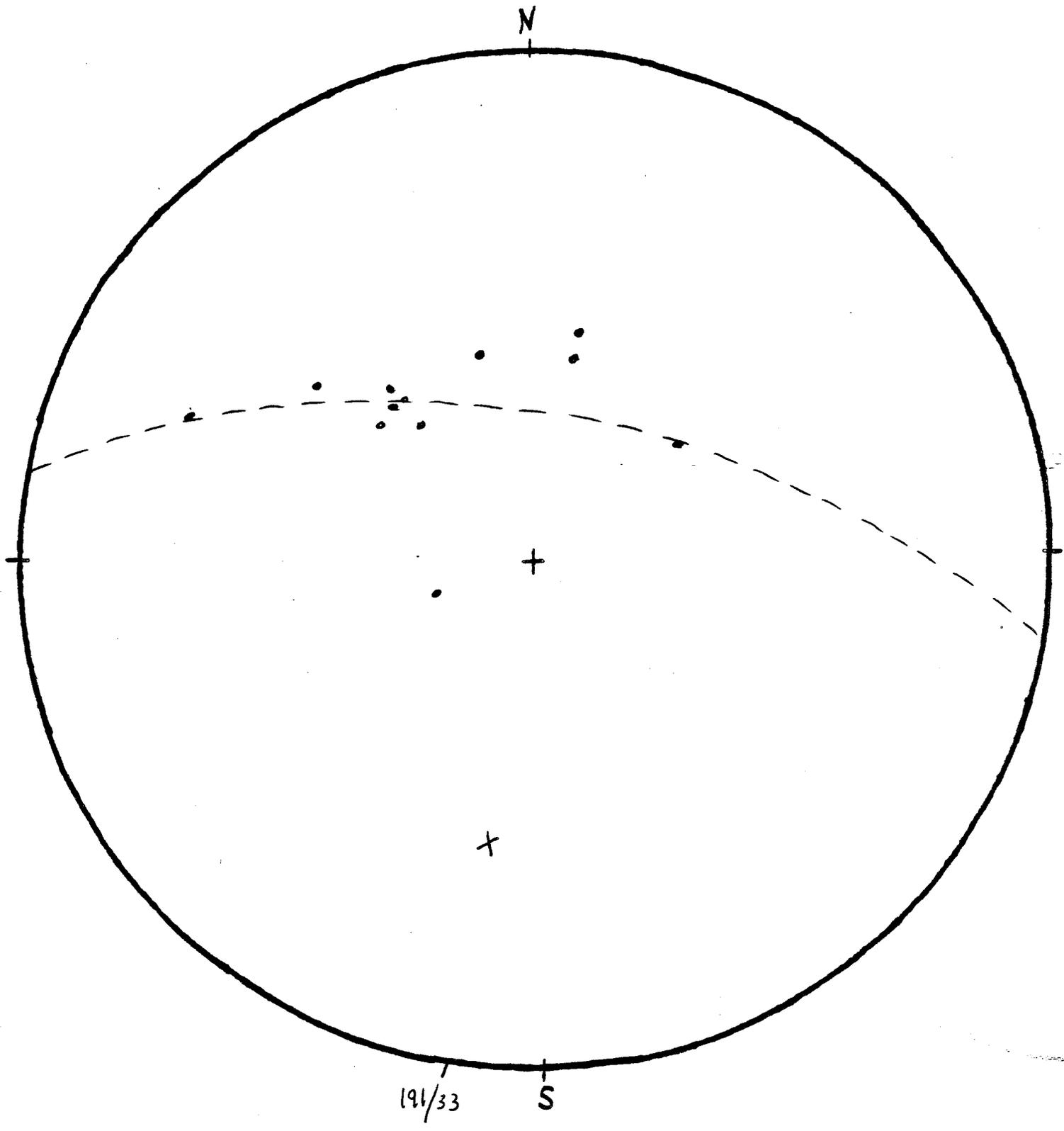
GROUPE 11

TF



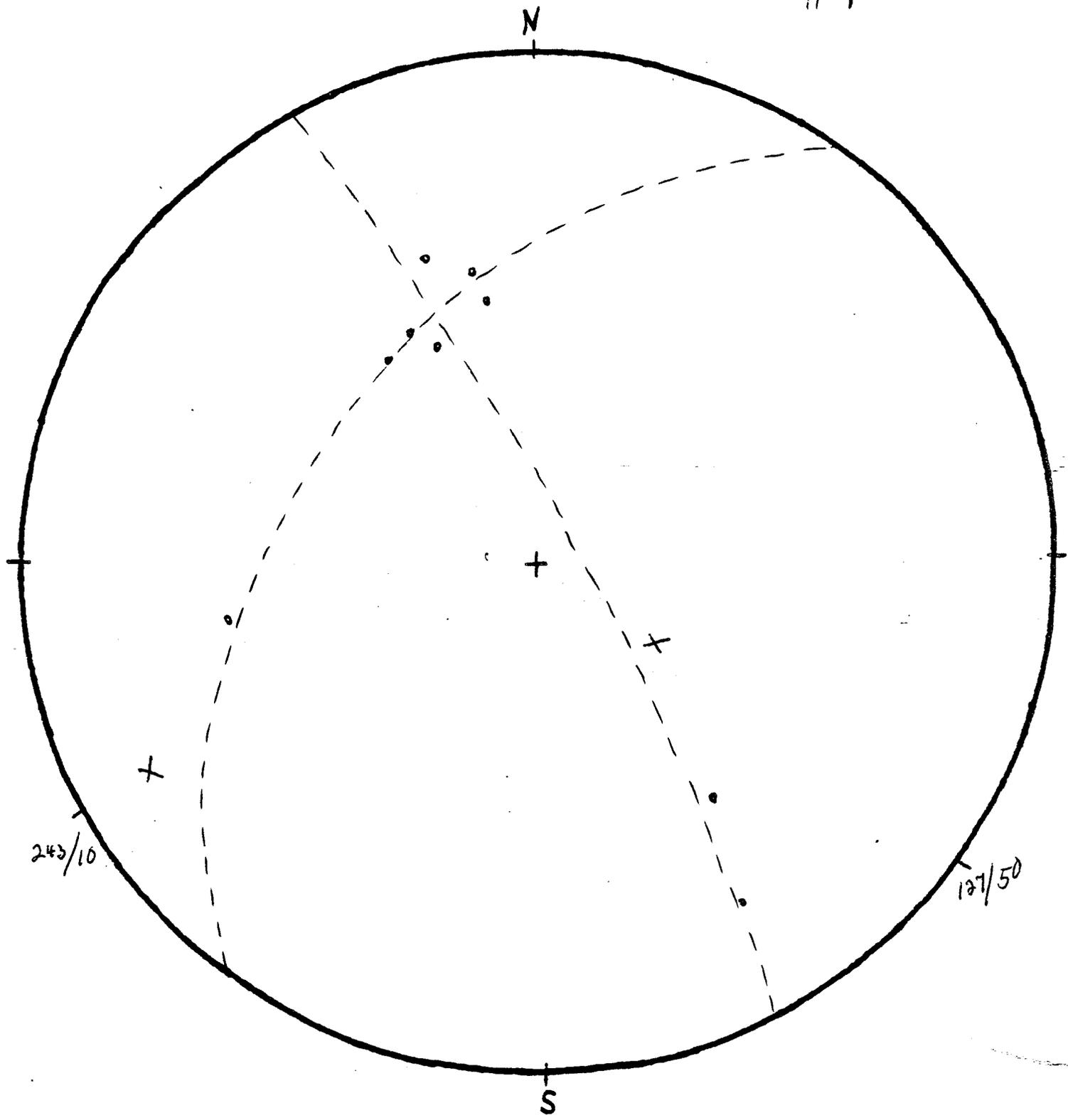
GRUPE 13

TF



GRUPE 14

TF



N

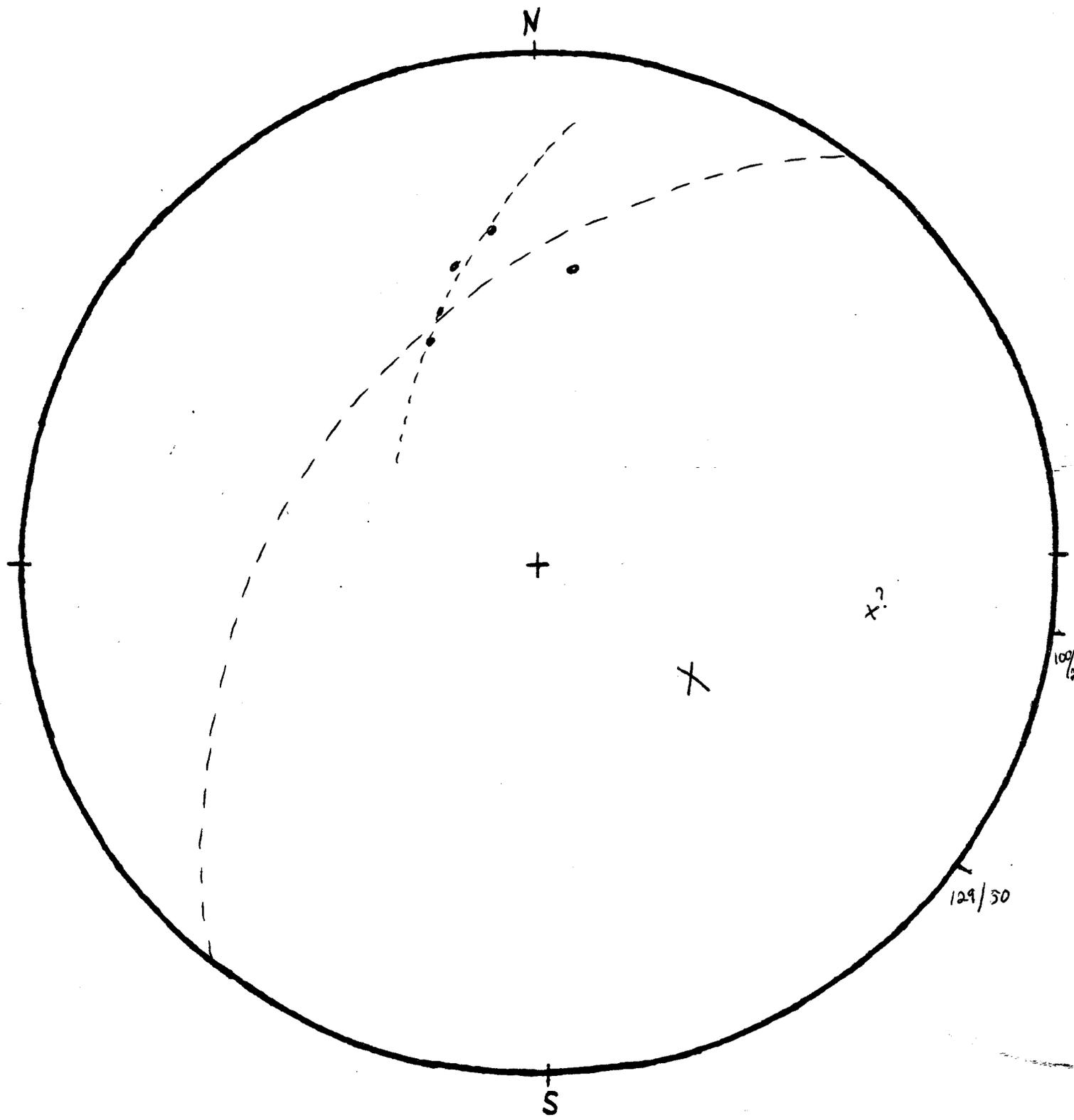
S

243/10

127/50

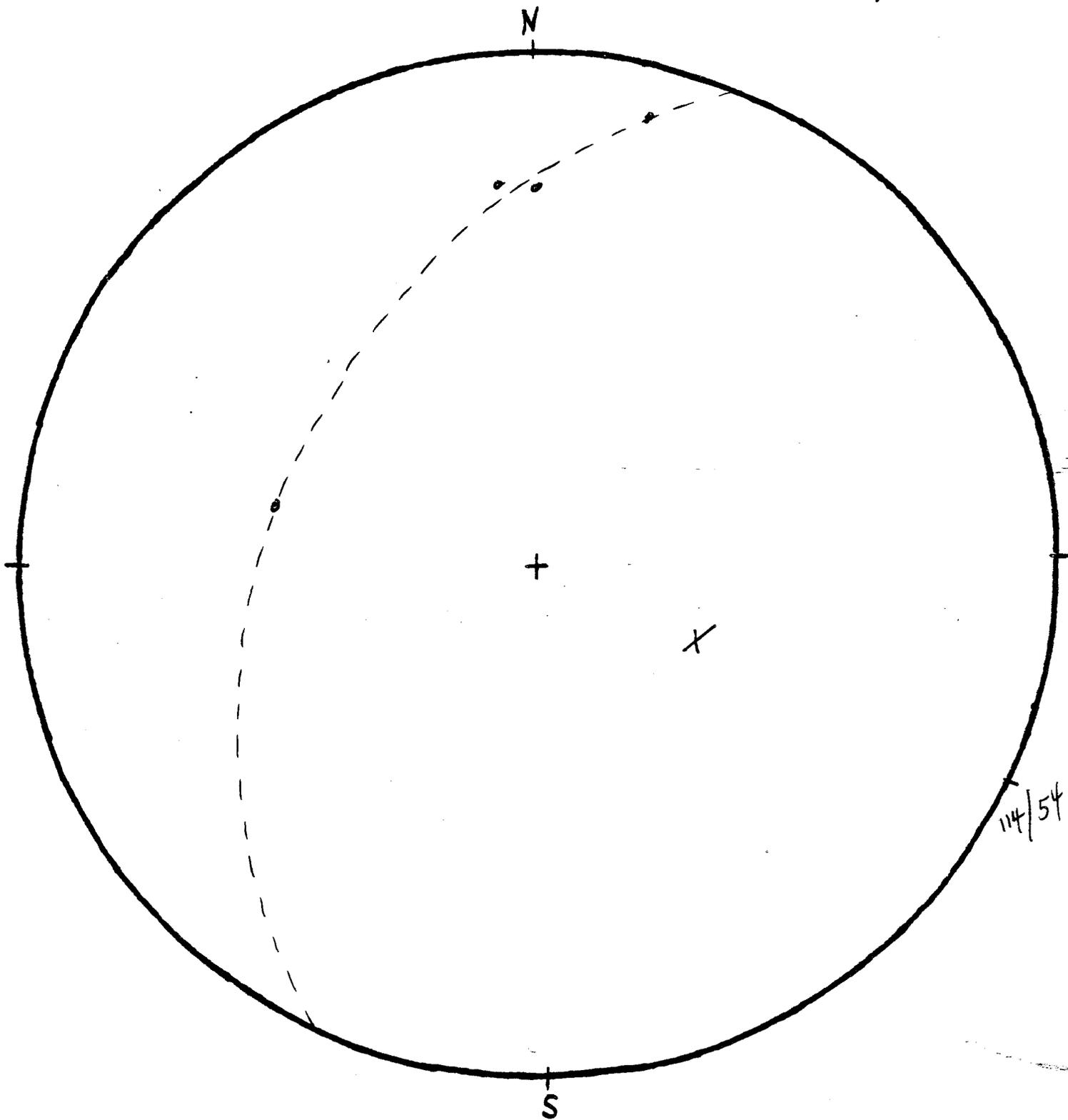
GRUPE 15

TF



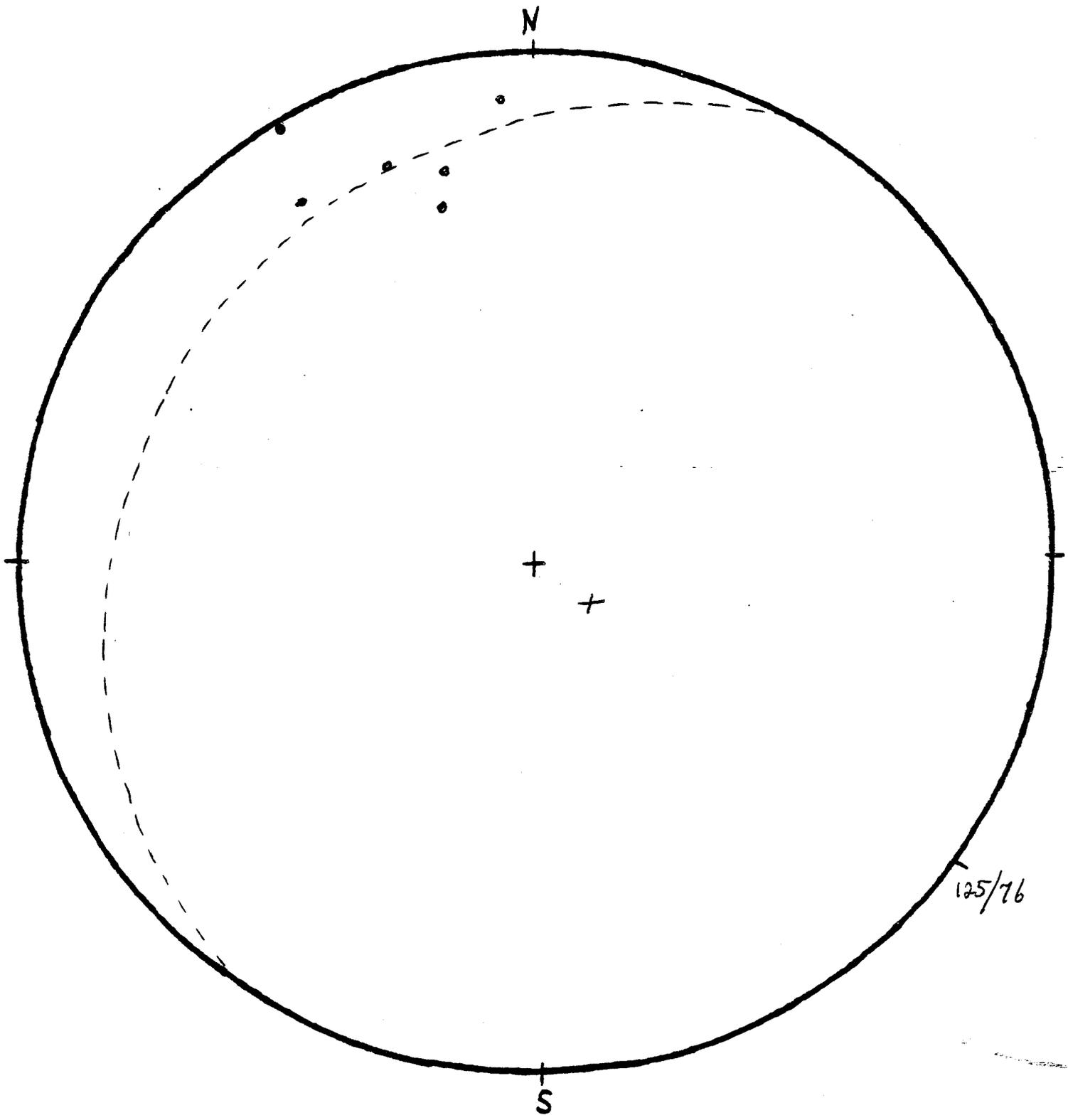
GRUPE 16

TF



GRUPE 17

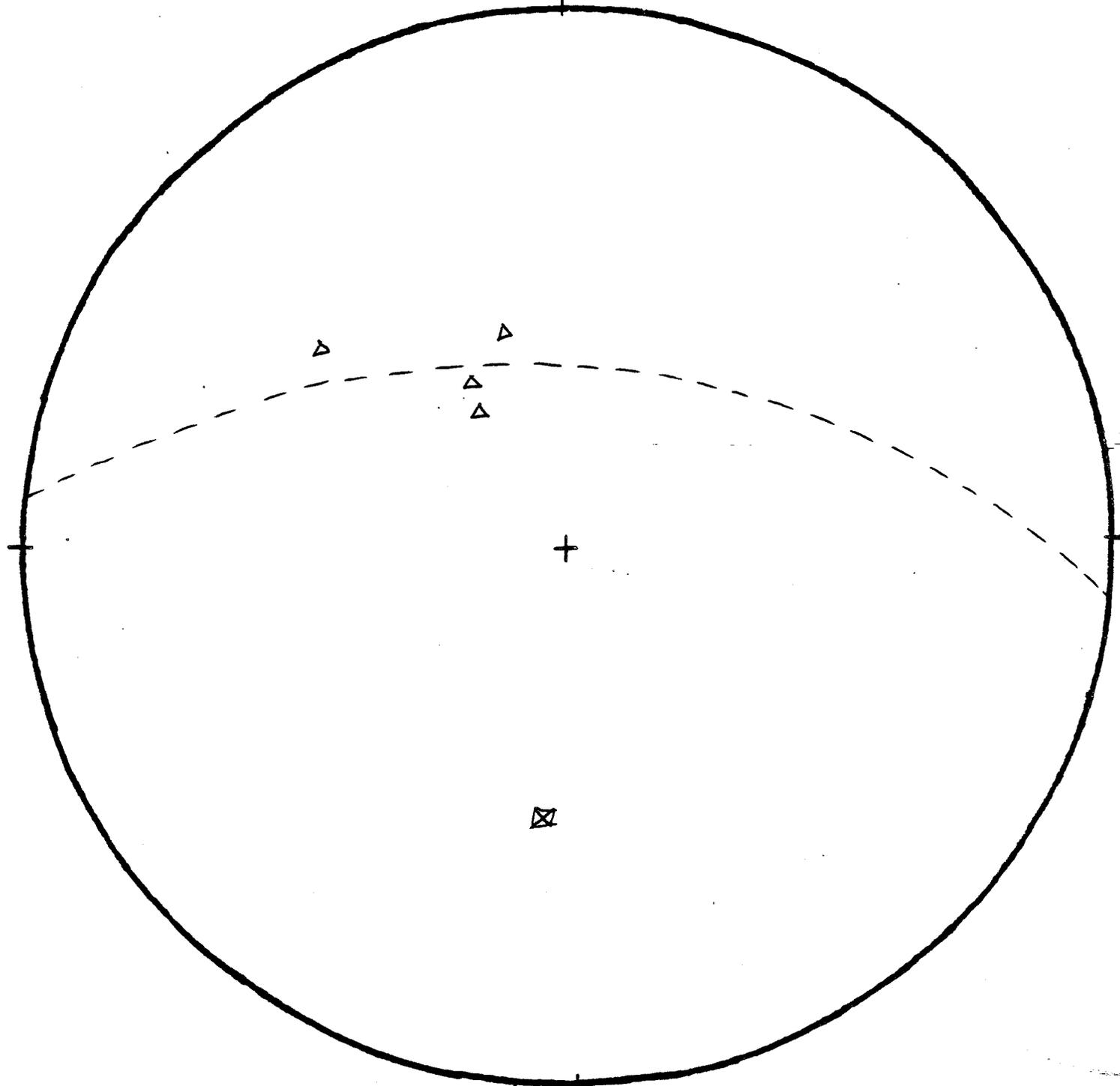
118



GRUPE 18

π F

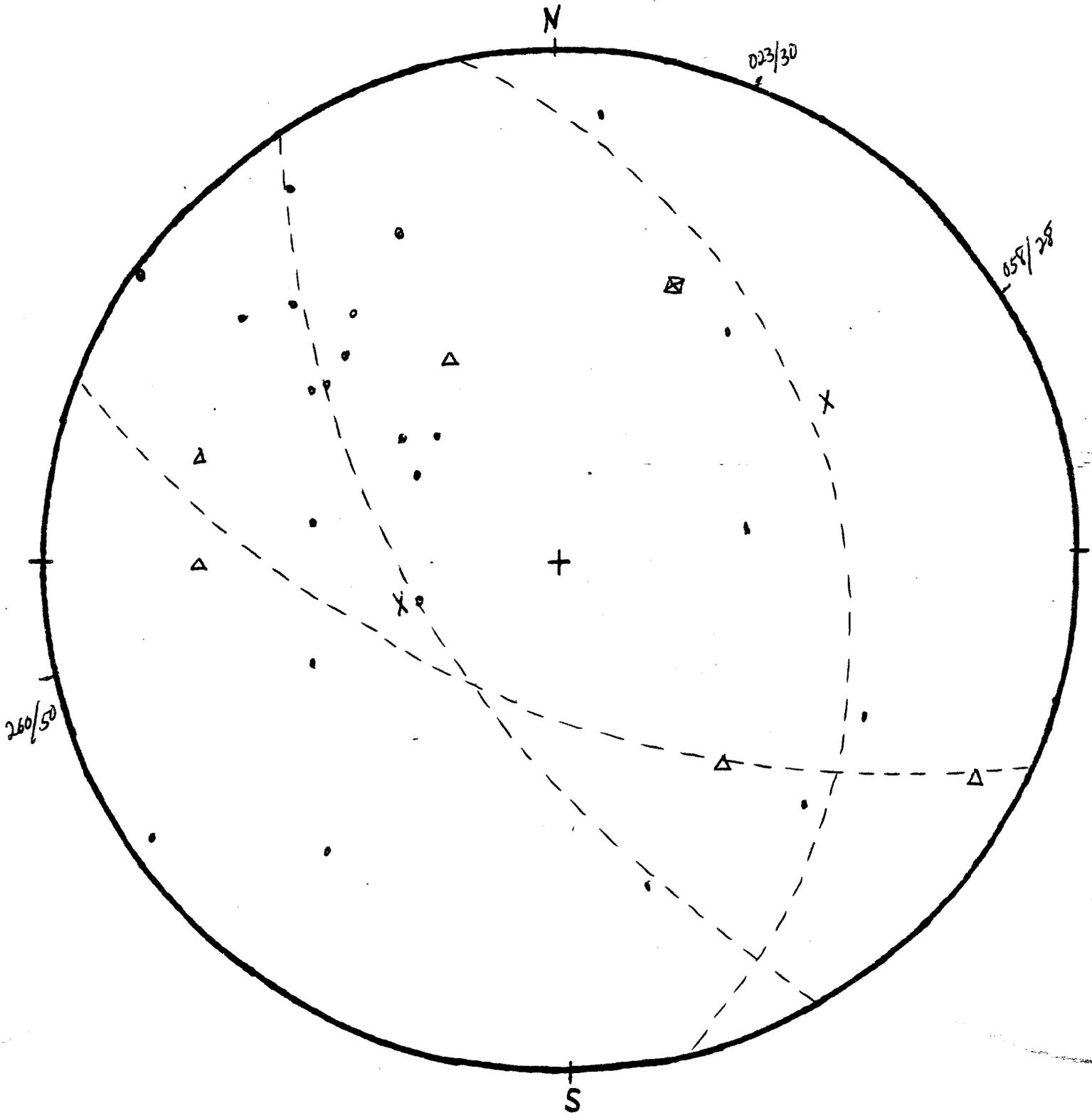
N



186/38 S

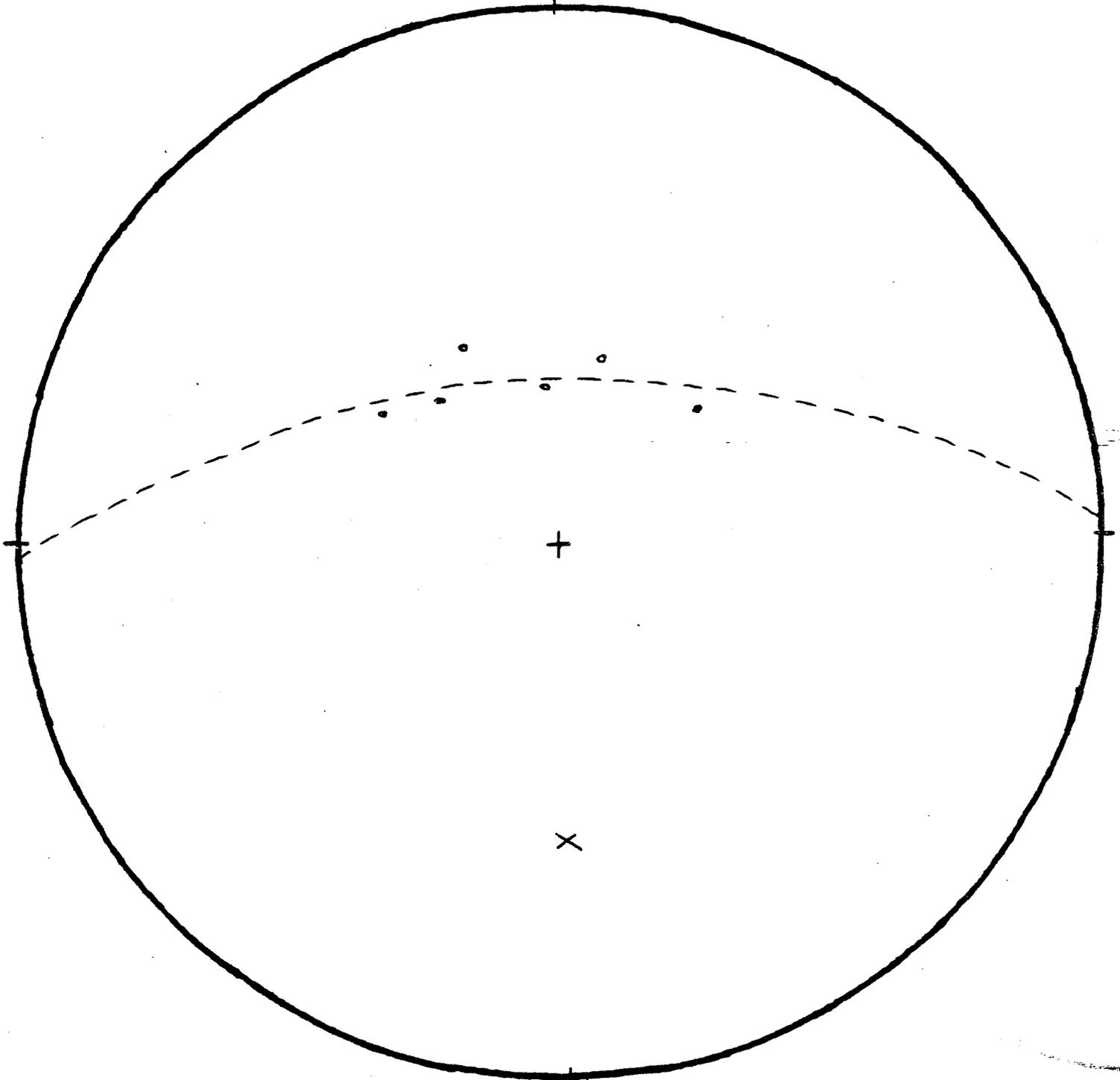
GRUPE 19

TF



TF

N

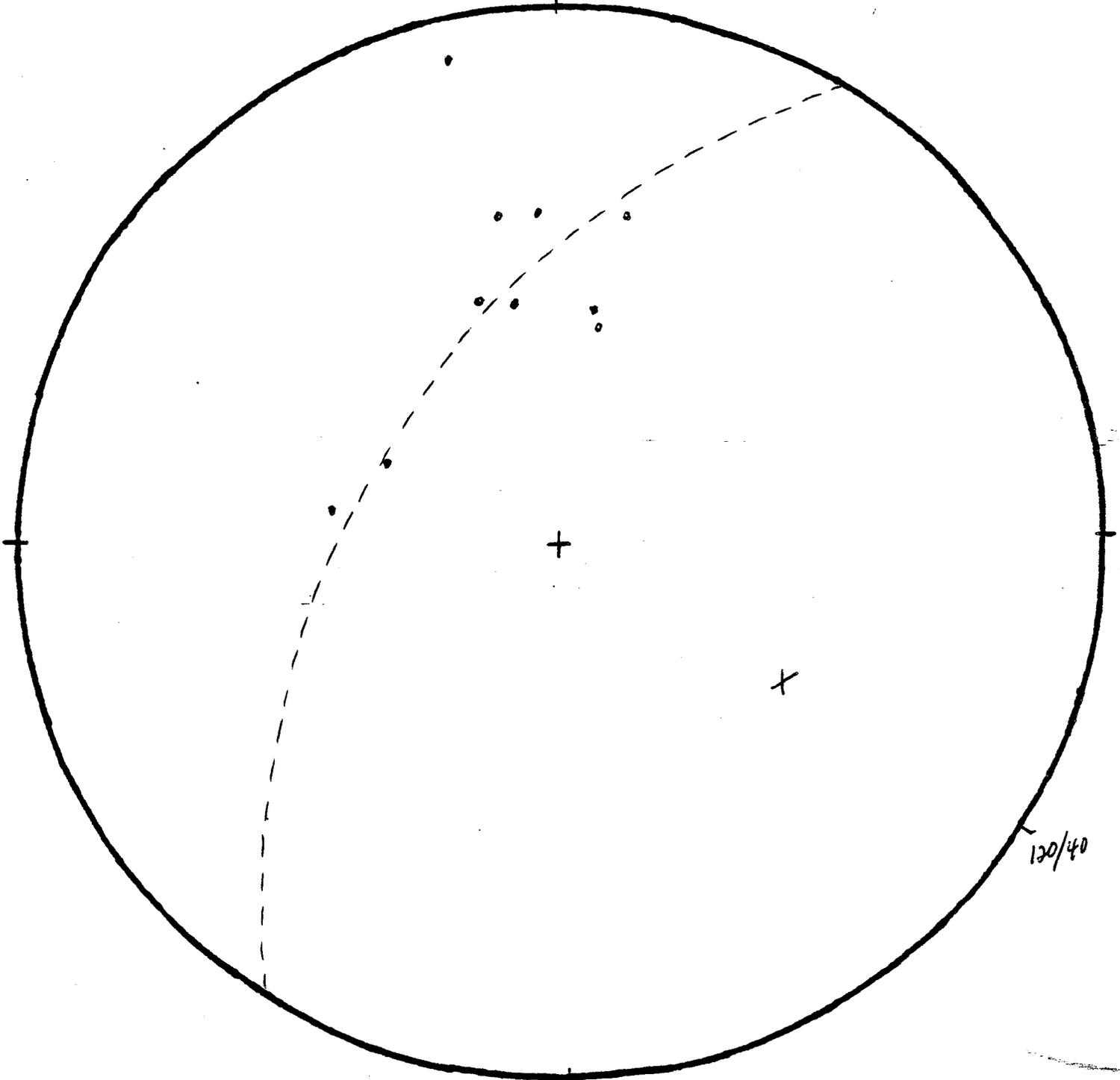


S 177/34

TF

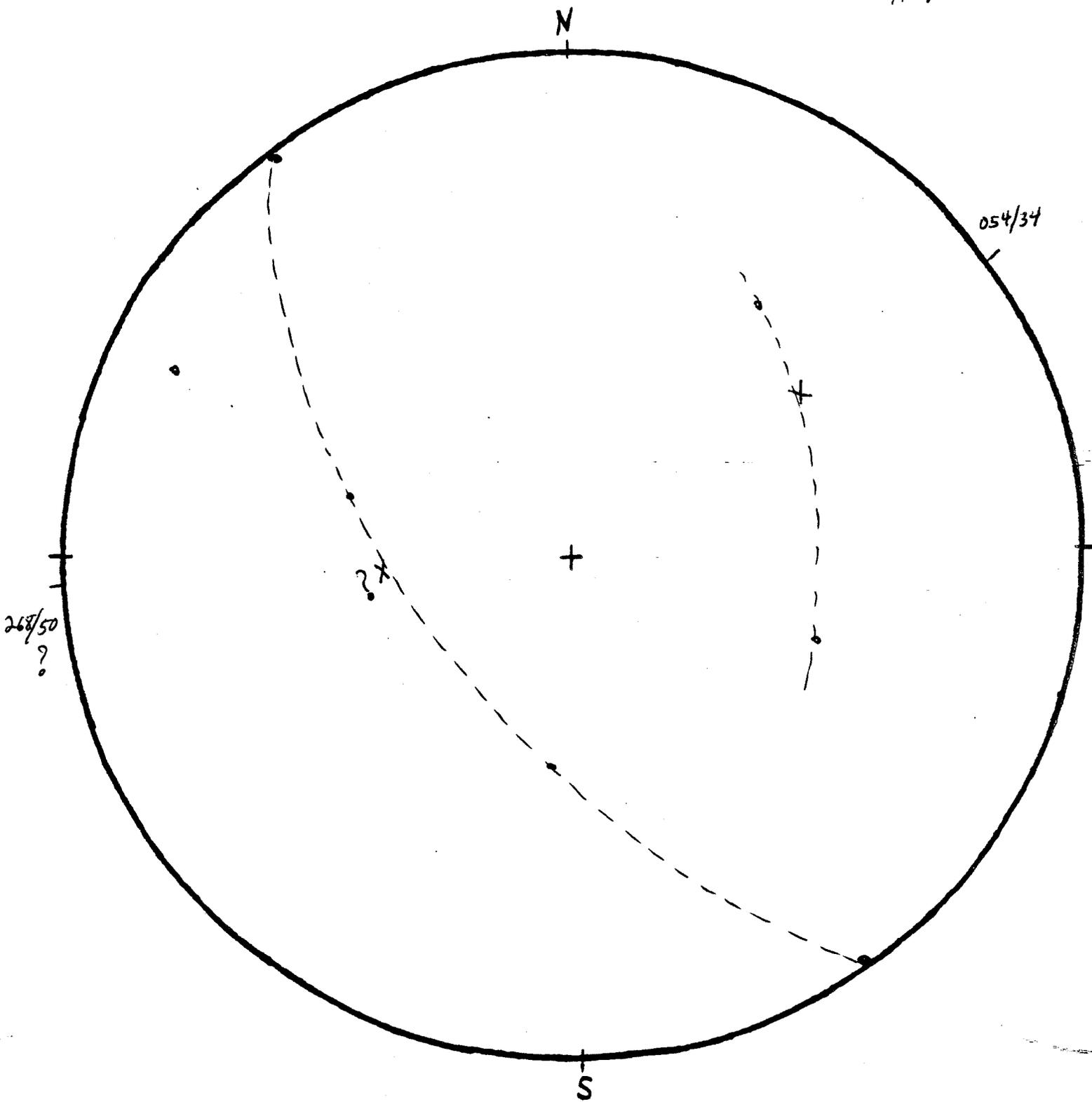
N

S



120/40

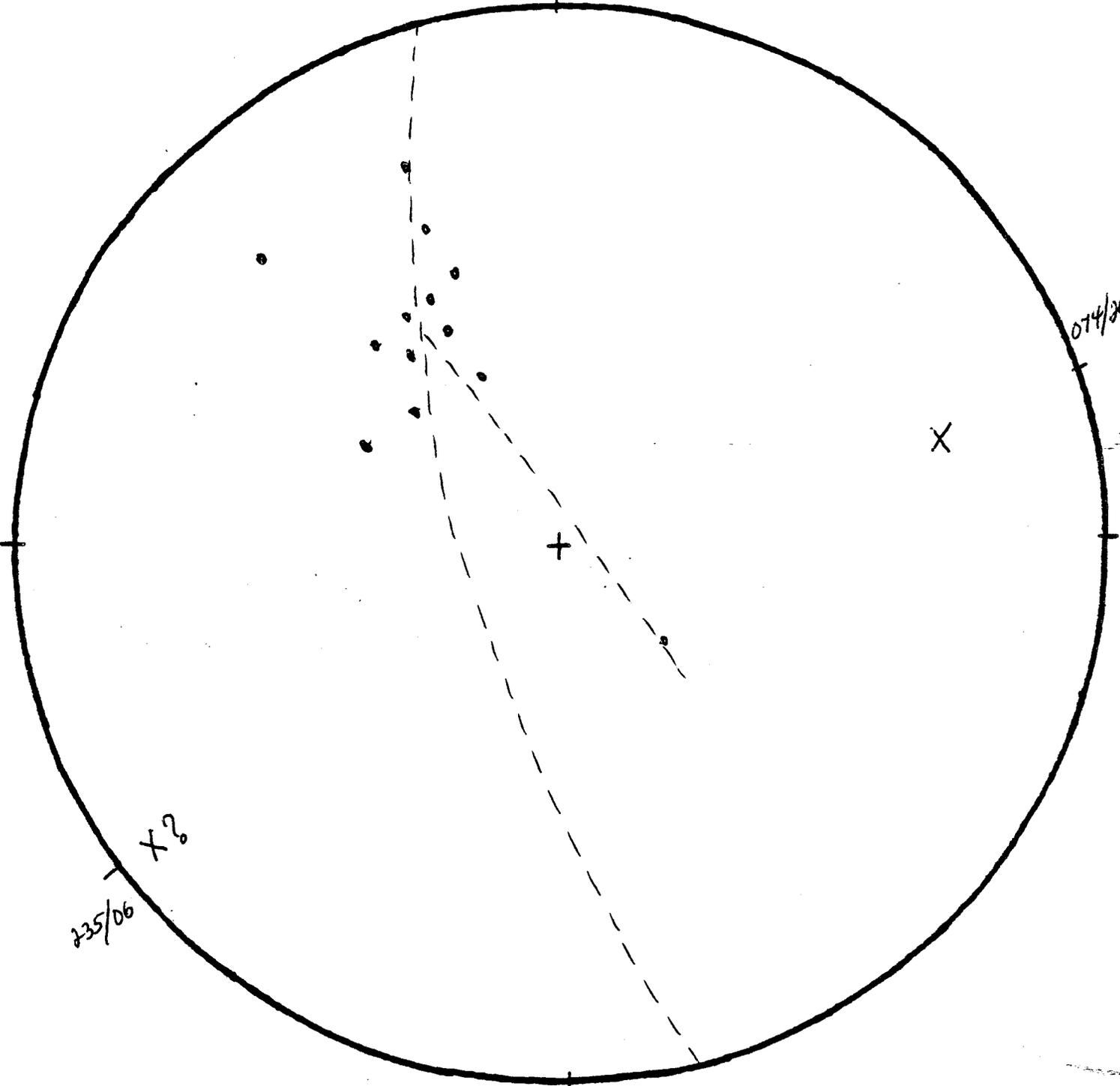
TF



TF

N

S



235/06

X?

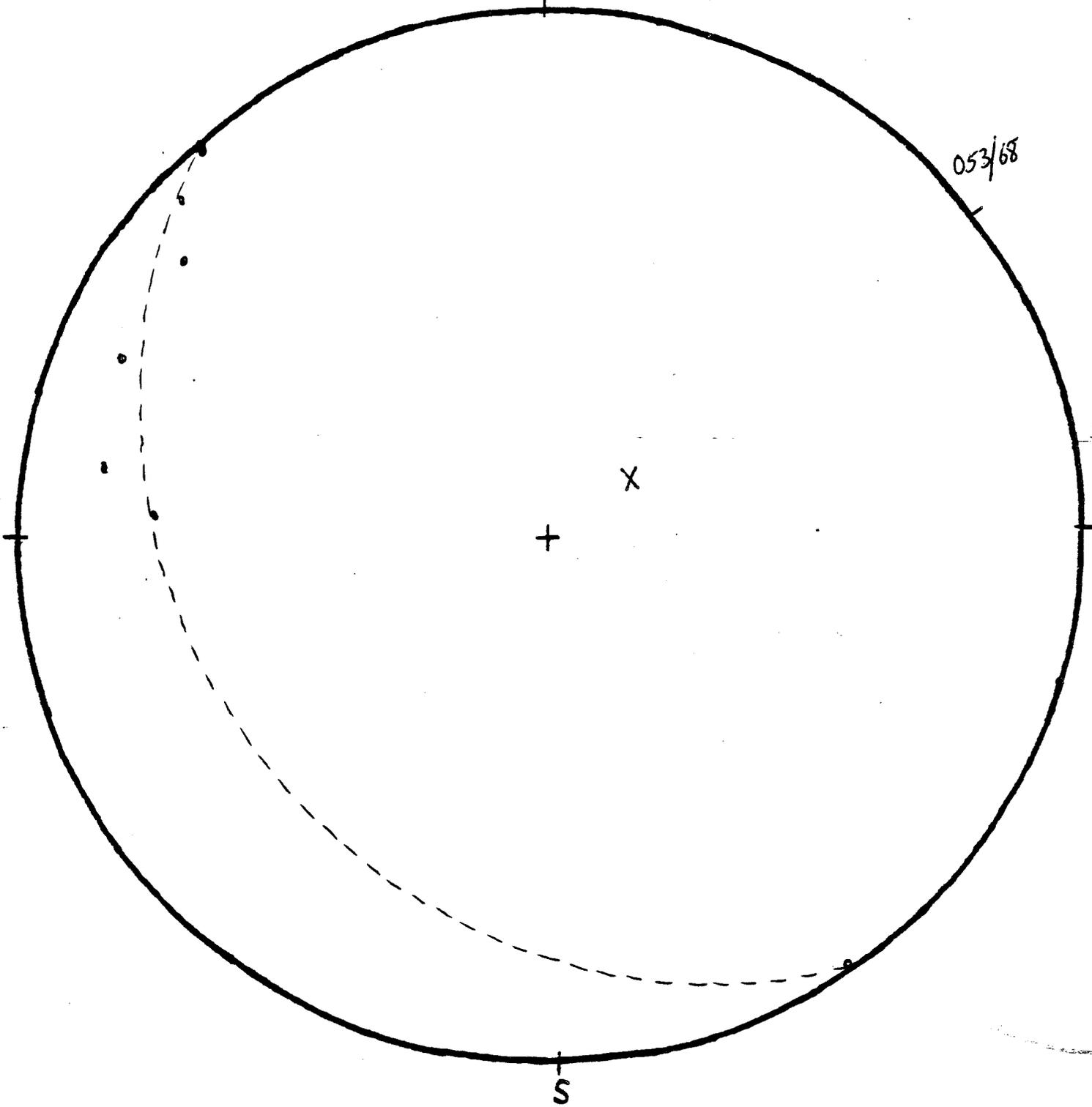
074/20

GROUPE 24

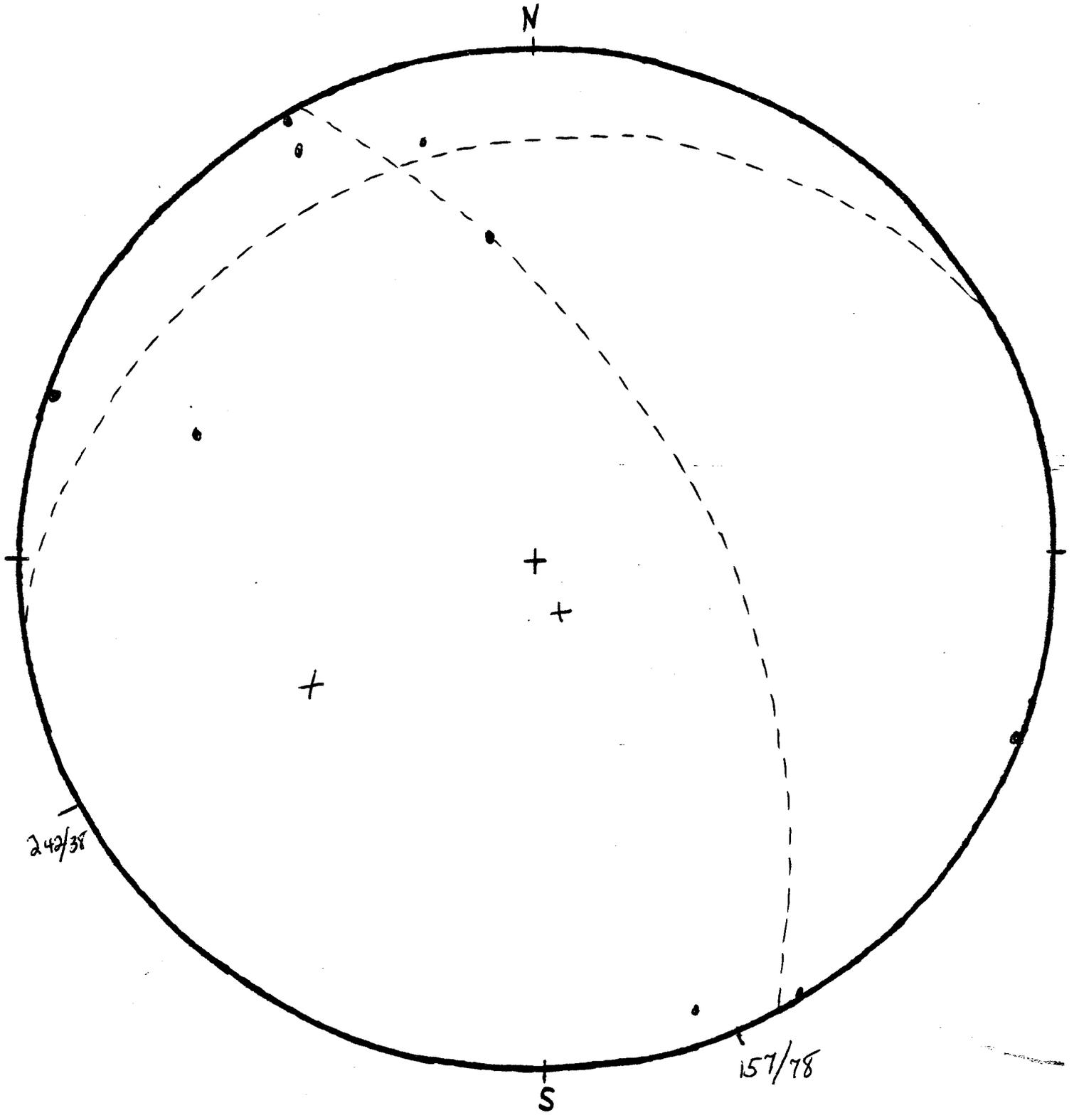
TF

N

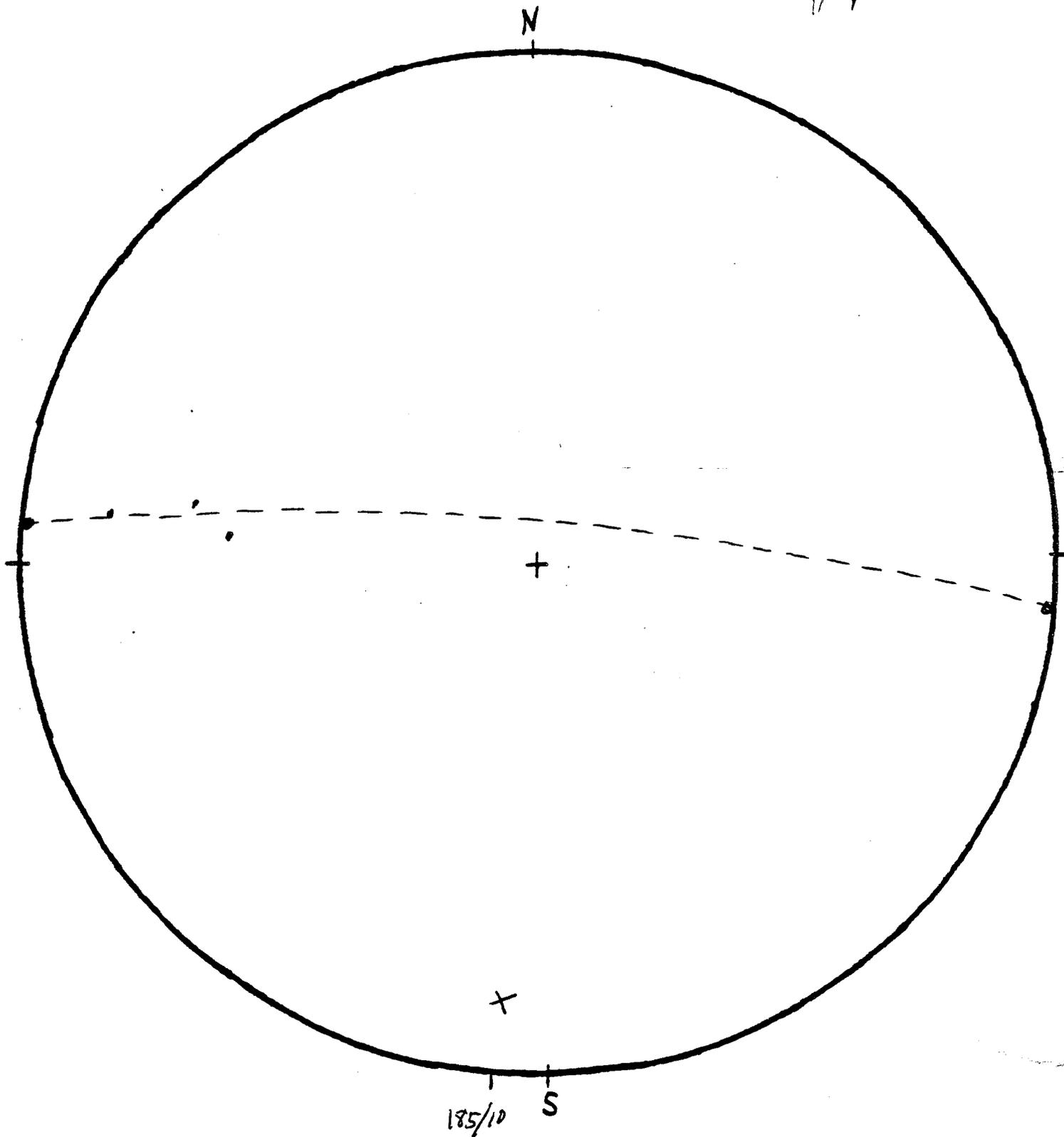
053/68



TF

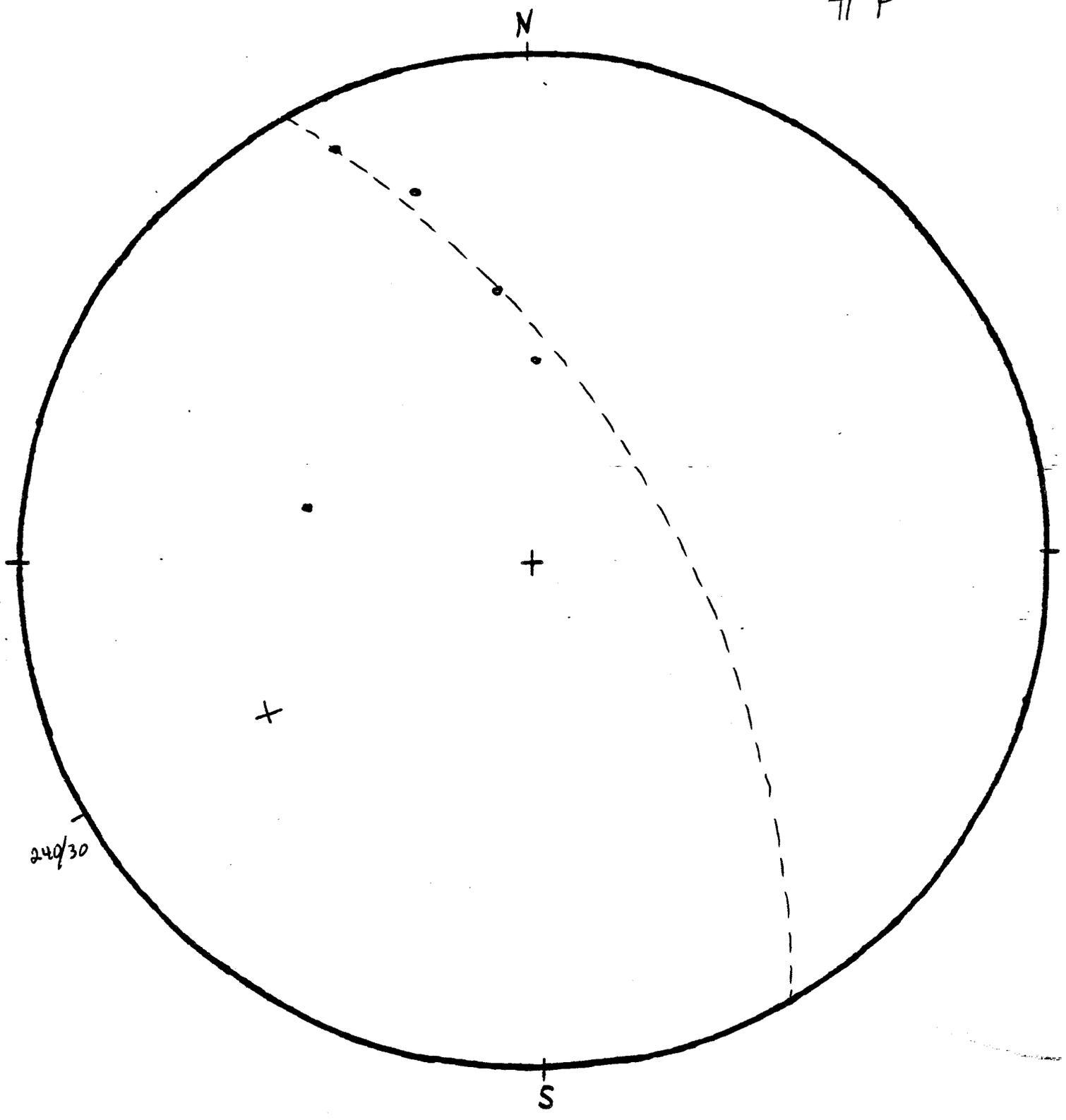


TF



GROUPE 27

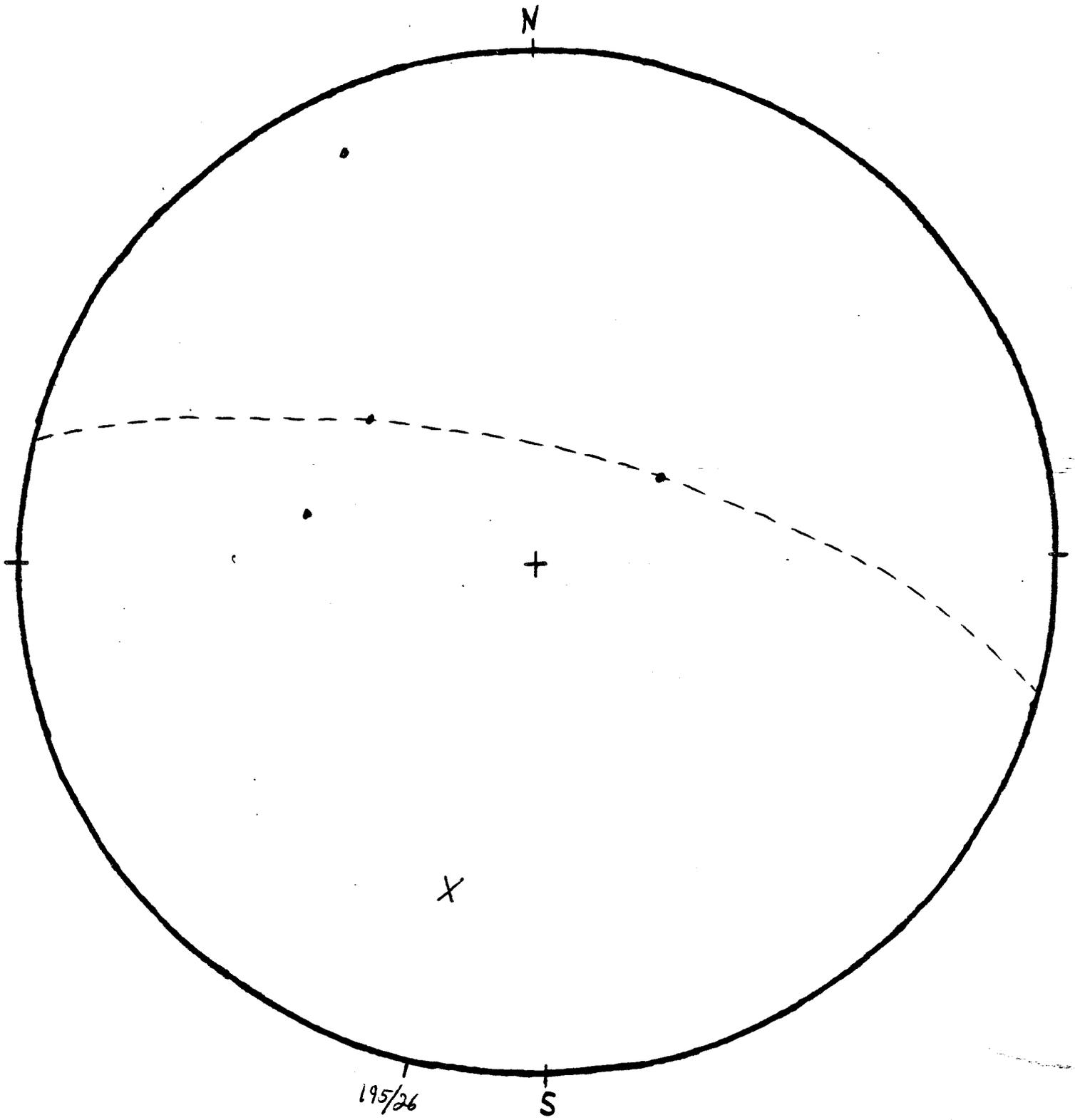
TF



240/30

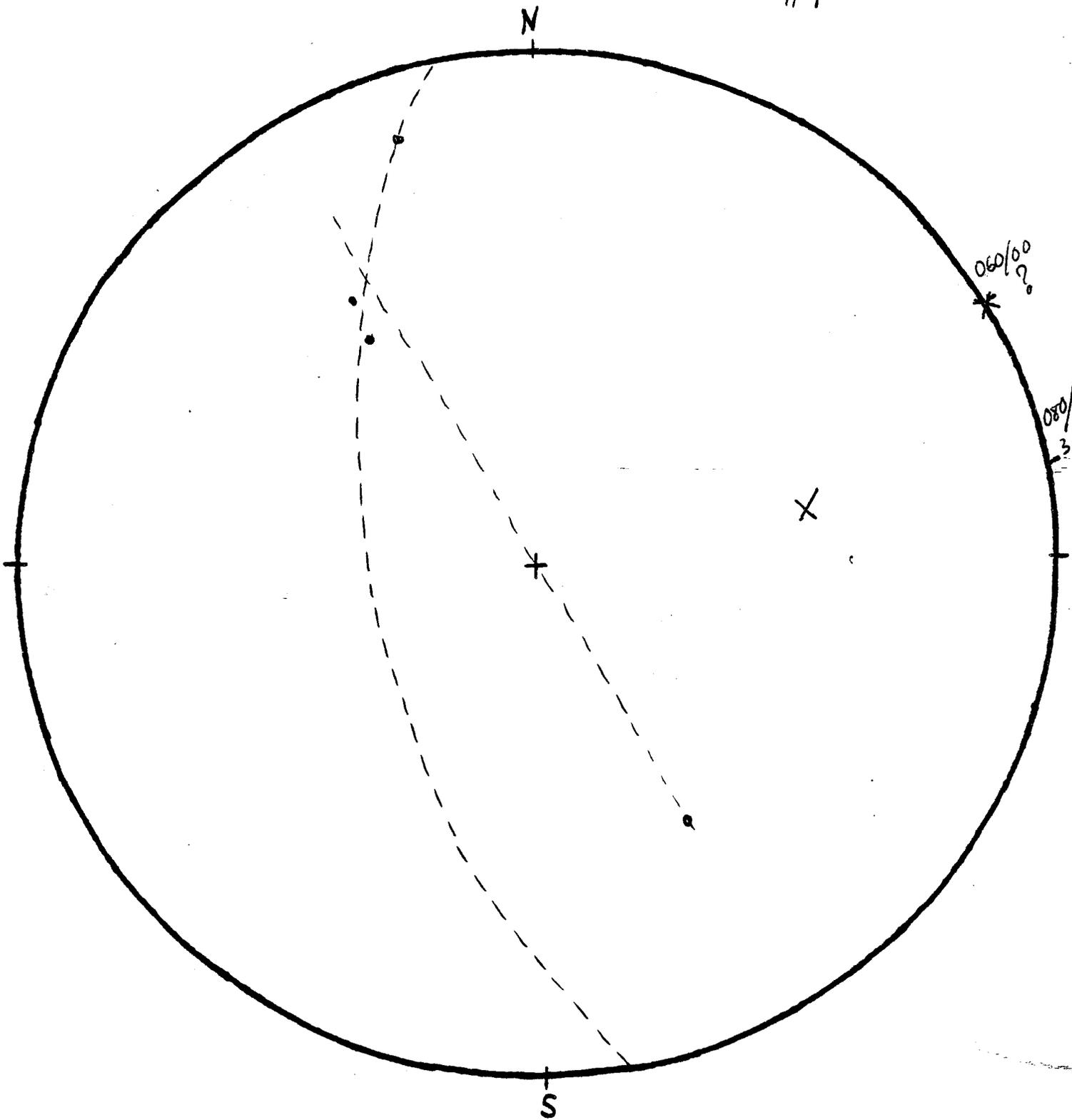
GRUPE 28

TF



GROUPE 29

TF



TF

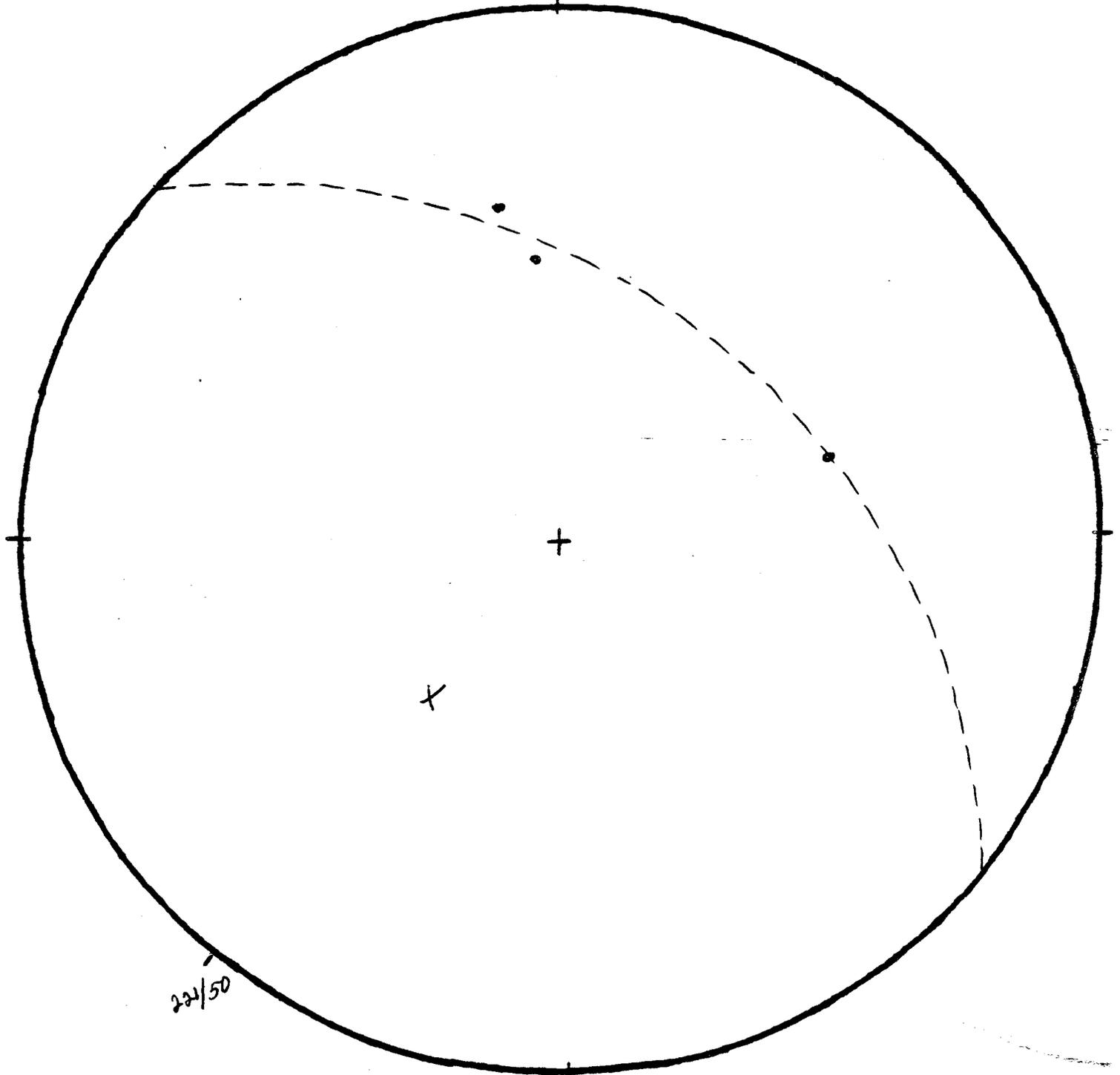
N



S

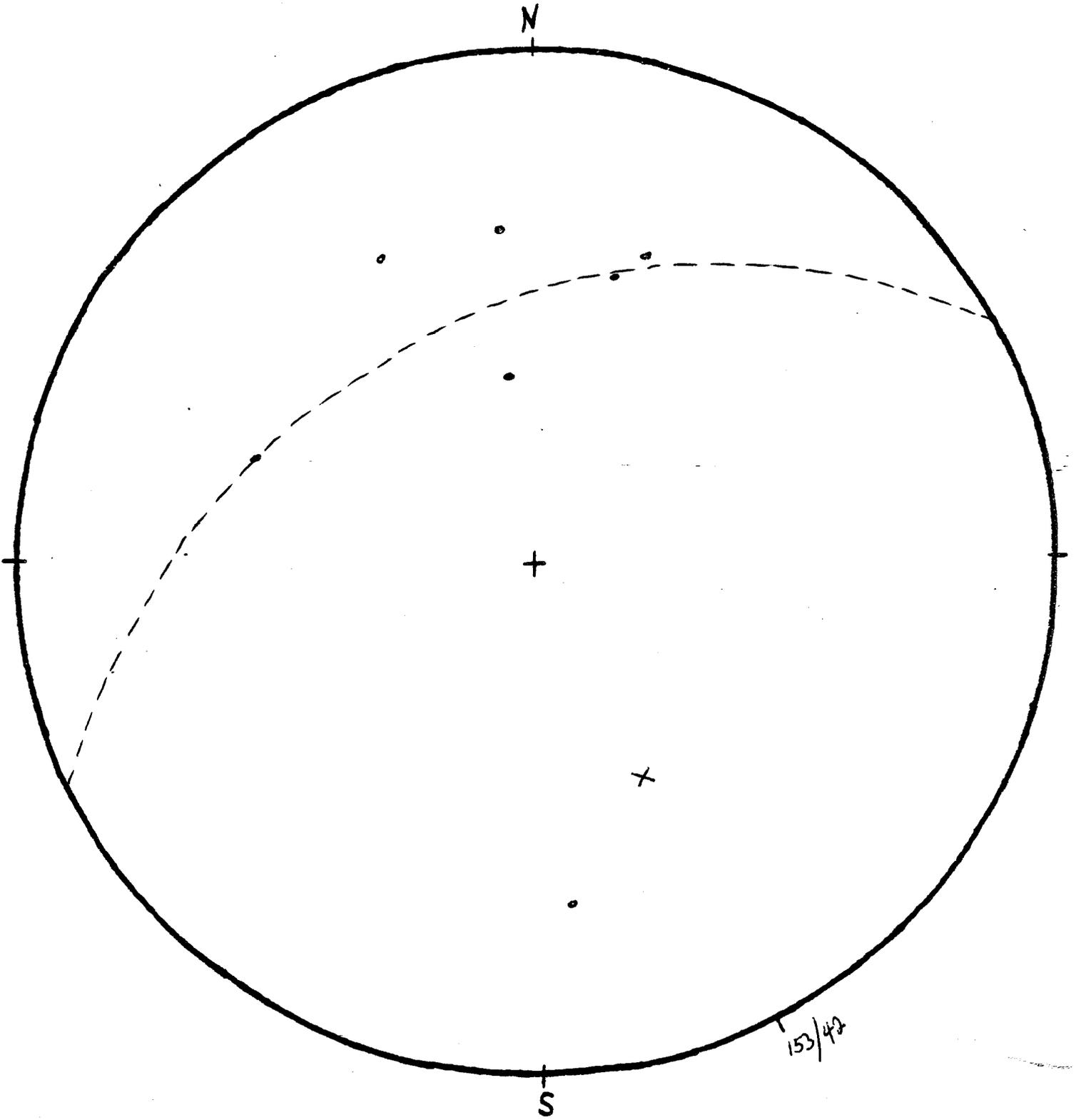


22/50

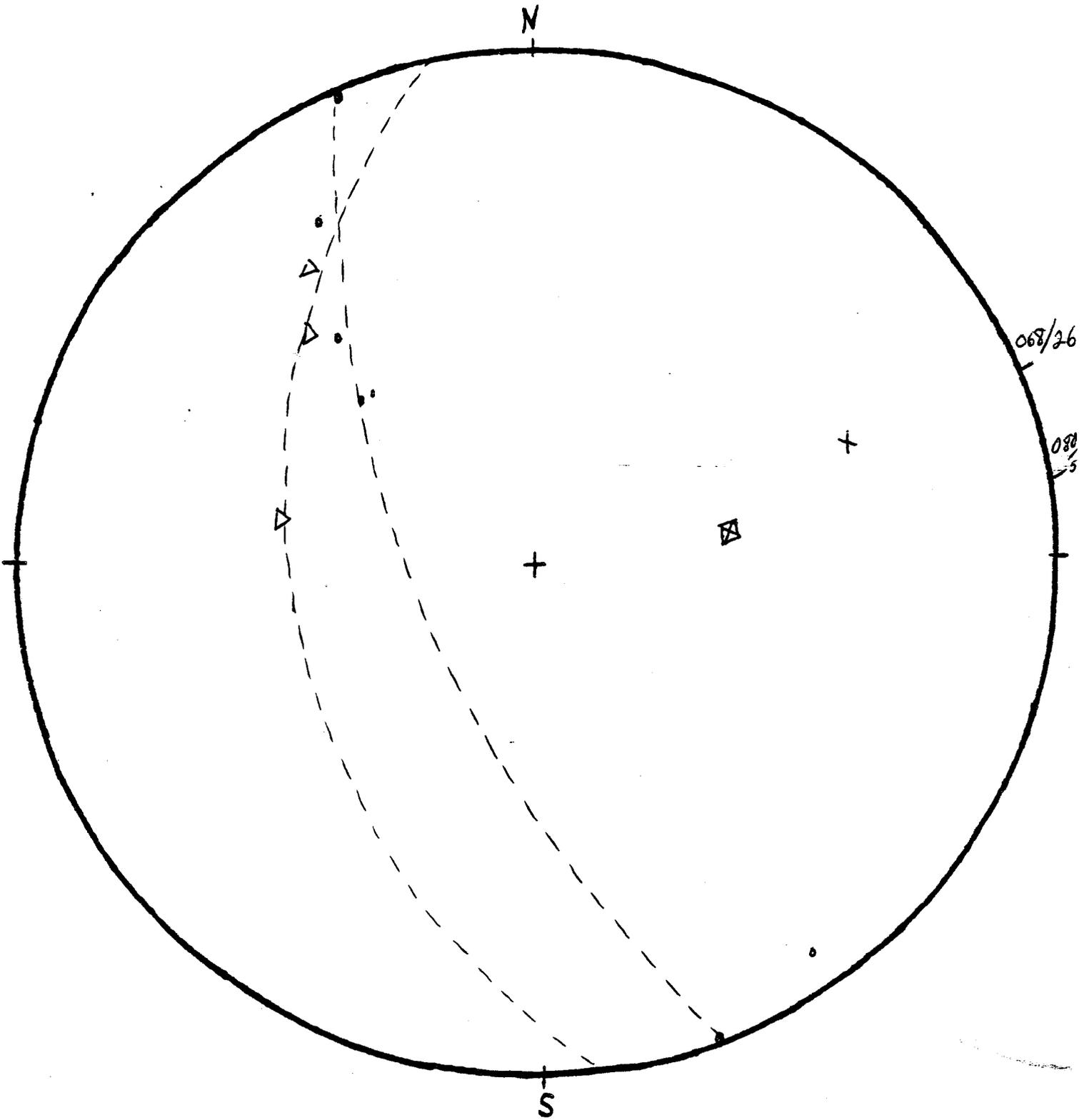


GROUPE 31

TF.

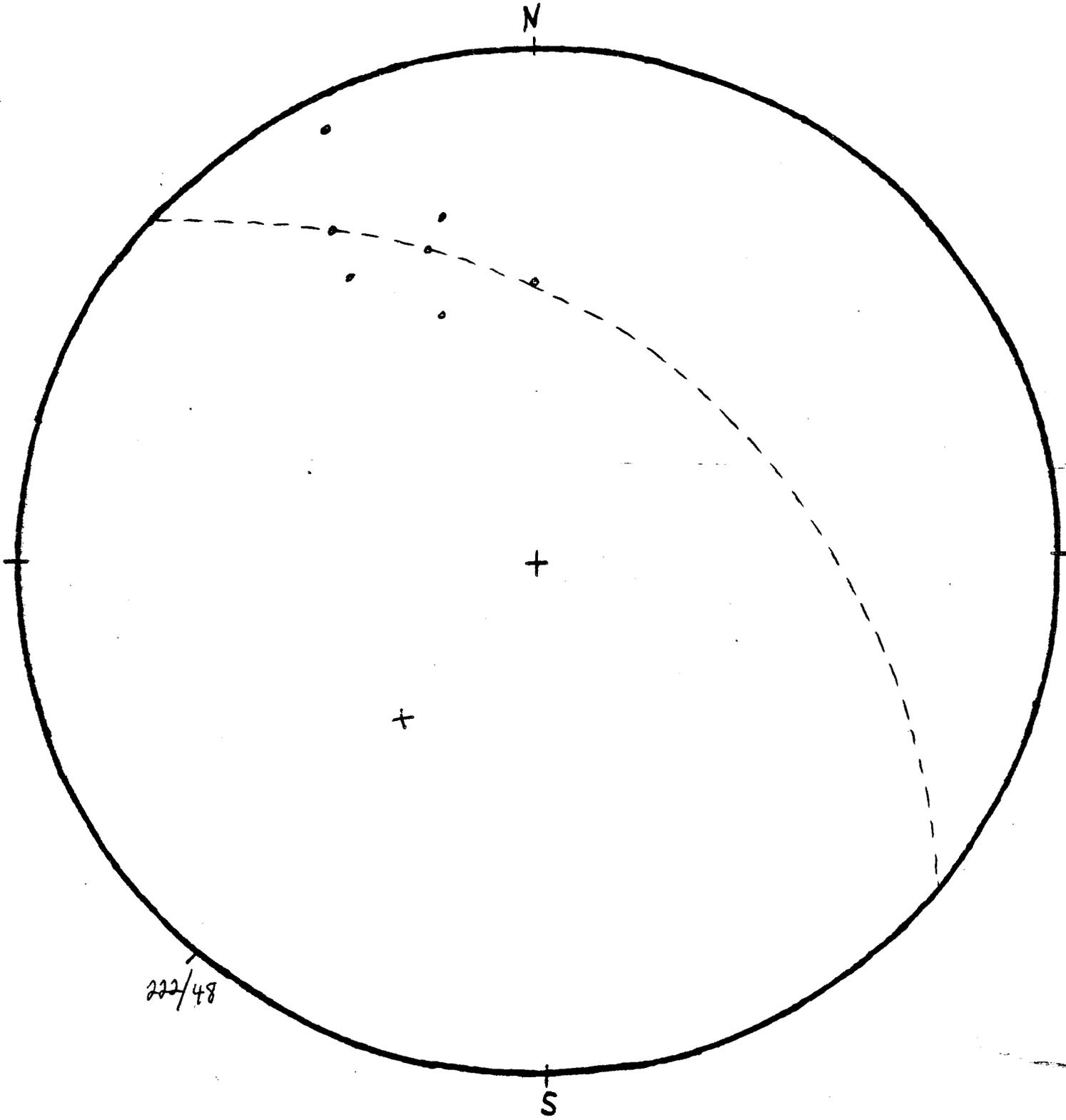


TF



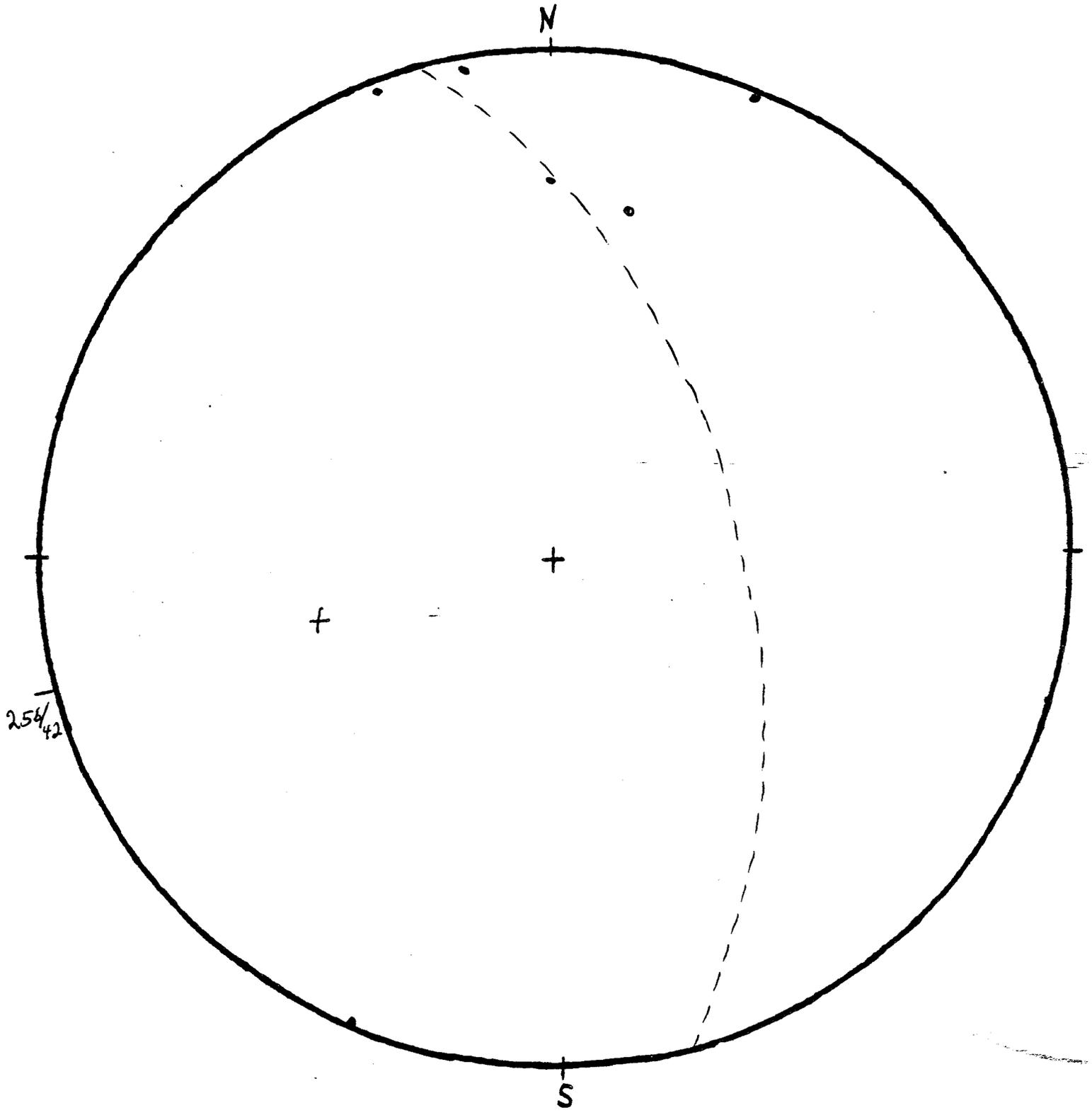
GRUPE 33

Π 8

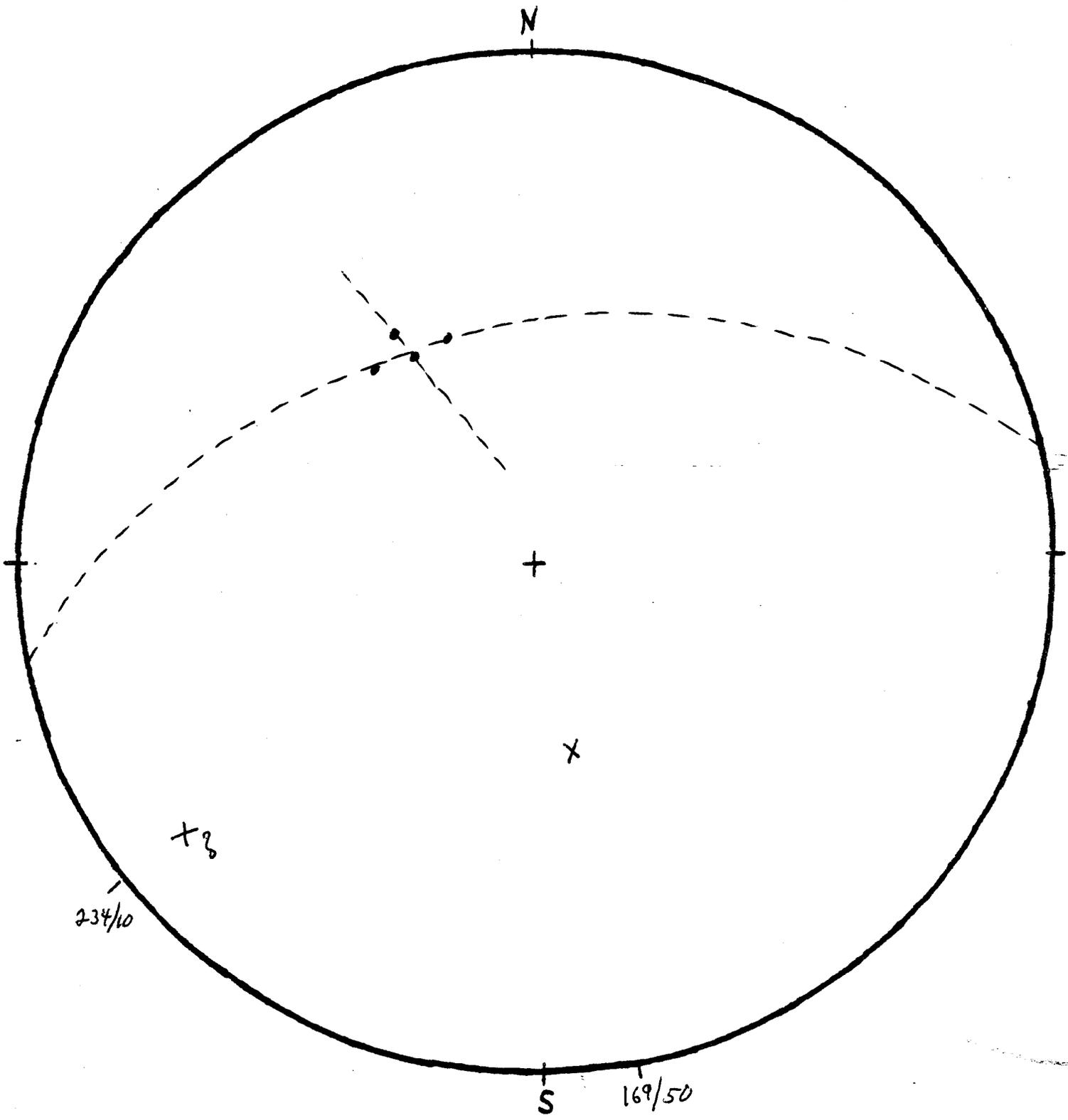


84/22

TF



TF



GRUPE 36

TF

