



HAL
open science

Dépouillement de sondages sismiques sur le glacier de Saint Sorlin. Orientations préférentielles des cristaux de glace de glacier

Michel Belin

► **To cite this version:**

Michel Belin. Dépouillement de sondages sismiques sur le glacier de Saint Sorlin. Orientations préférentielles des cristaux de glace de glacier. Géophysique [physics.geo-ph]. 1962. dumas-00971308

HAL Id: dumas-00971308

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00971308v1>

Submitted on 2 Apr 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

DES

UNIVERSITE DE GRENOBLE - FACULTE DES SCIENCES

BELIN MICHEL

1°/ DEPOUILLEMENT DE SONDAGES SEISMIQUES SUR
LE GLACIER DE SAINT-SORLIN.

2°/ ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DES CRISTAUX
DE GLACE DE GLACIER.

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DU
DIPLOME D'ETUDES SUPERIEURES

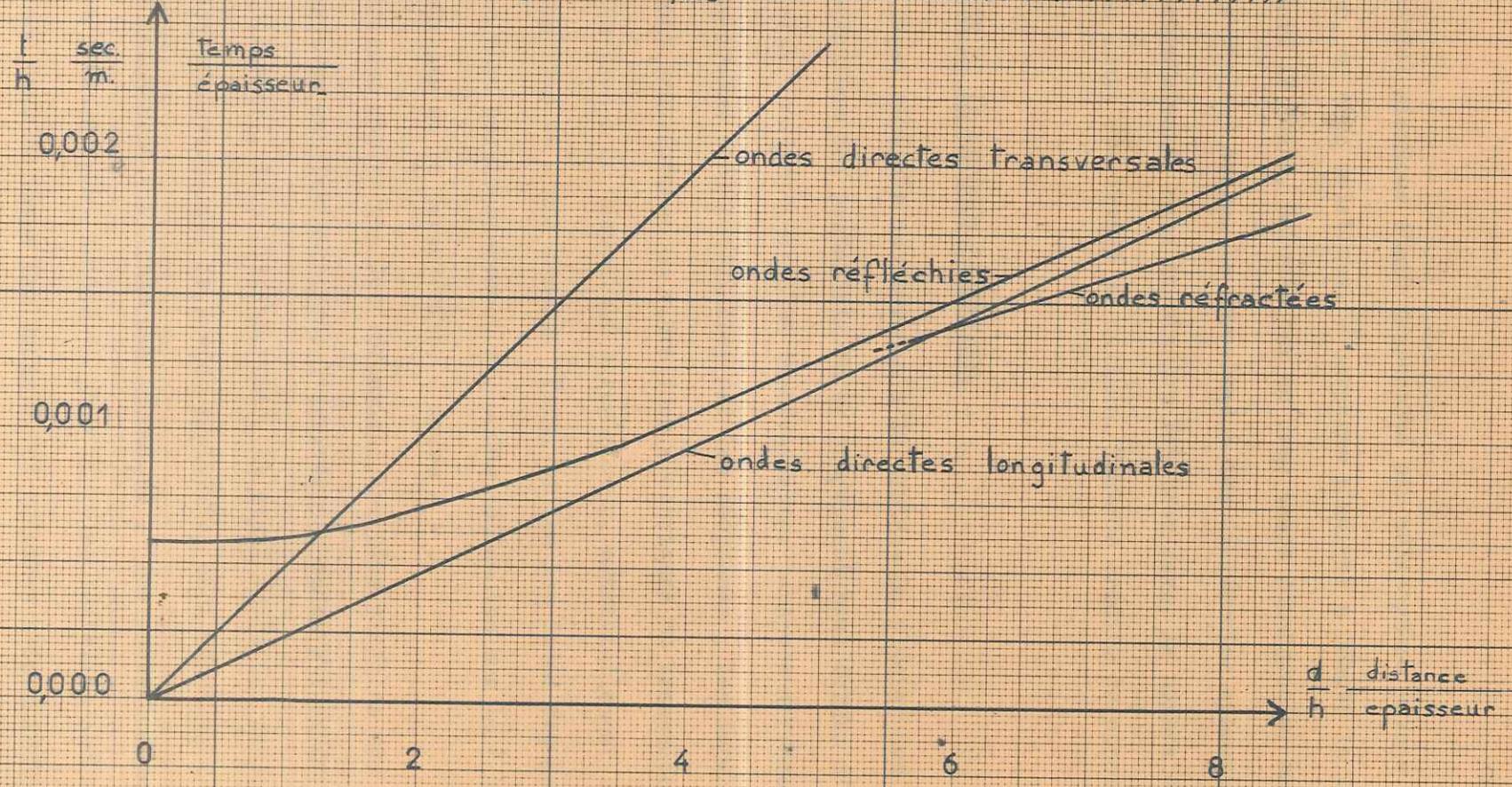
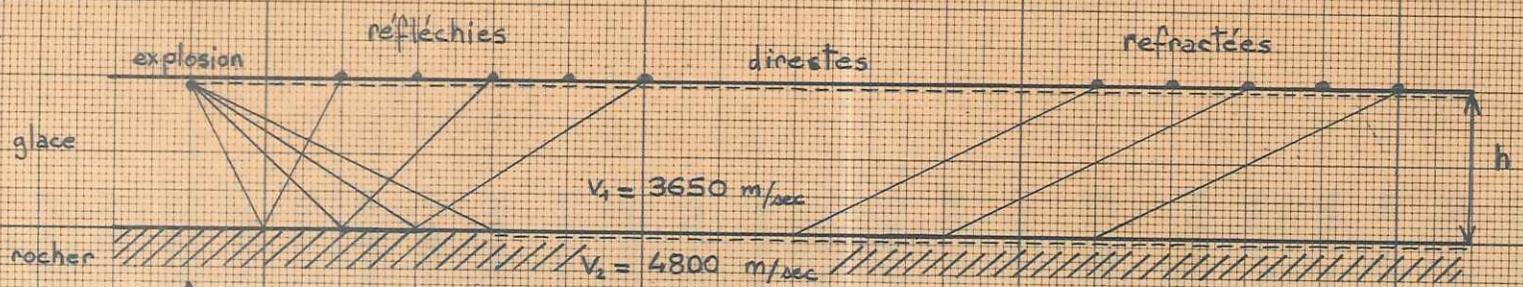
DATE DE SOUTENANCE : LE 3 JUILLET 1962

JURY -M. M. les Professeurs WOLFERS - President

R. BARBIER)
LLIBOUTRY) Examineurs

Du 22 Août au 2 Septembre, 1961 le laboratoire de l'Aiguille du Midi du C.N.R.S. a entrepris des sondages sismiques réflexion sur le glacier de St. SORLIN, dans la partie Nord du massif des Grandes-Rousses. - Les tirs et enregistrement ont été effectués par la Compagnie Générale de Géophysique, la topographie par un groupe d'étudiants de la faculté de Grenoble, le professeur Lliboutry dirigeant l'ensemble des opérations. Le rassemblement de l'équipe, composée de Messieurs Lliboutry, Nomblot, Maitre, Vallon, Vivet, Zdankevitch, avait été fixé le 17 Août au col de la Croix de Fer, d'où le matériel était acheminé par Monsieur Corbel, avec son camion tous terrains (C.N.R.S.), jusqu'au refuge Bramant. De là, à cause du retard de l'hélicoptère, le matériel était transporté à dos d'homme, avec l'aide de 4 étudiants du professeur Peguy qui s'était obligeamment mis à notre disposition, à proximité d'un petit lac situé au Nord du glacier, où le campement était établi. 200 kg de matériel environ ont été ainsi transportés pendant deux jours. L'équipe est restée ici pour planter des balises dans le glacier à l'aide d'une sonde thermique, attendant l'équipe de la Compagnie Générale de Géophysique, composée de Messieurs : Bertin - ingénieur chef de mission, Viry - électronicien, et Bouquin - boutefeu.

Figure 1



Le matériel sismique était transporté par hélicoptère jusque sur le glacier, en cinq rotations. La campagne sismique a débuté le 22. Août et a duré 12 jours, marquée par un beau temps remarquable, mis à part un très violent orage. Le déroulement des différentes opérations fut très satisfaisant, mais la mission fut très dure, le nombre de participants ayant été limité au maximum, faute de crédits de mission suffisants.

PRINCIPE DE LA METHODE SEISMIQUE. -

D'une façon générale on provoque à la surface du glacier des explosions qui engendrent des perturbations se propageant sous formes d'ondes élastiques, longitudinales et transversales. - Après différents trajets ces ondes sont recueillies par les géophones, les impulsions reçues sont transformées en vibrations électriques et transmises après amplification à un dispositif enregistreur, essentiellement composé de galvanomètres et d'une caméra. Parmi toutes les ondes reçues, on s'intéresse plus particulièrement aux ondes réfléchies sur le " bed-rock", susceptibles de le caractériser (figure I) .

L'expérience montre que les réflexions les plus visibles sur les sismogrammes se manifestent après l'arrivée des ondes P (ondes directes longitudinales), très vite amorties, et avant celle des ondes S (ondes directes transversales) de grande amplitude; ceci étant dû à la sensibilité uniquement verticale des géophones. Ces réflexions seront évidemment d'autant plus nettes et plus lisibles, qu'elles seront plus éloignées dans le temps des ondes P, et qu'elles s'inscriront sur les

films, au moment où les galvanomètres auront retrouvé leur position d'équilibre. On est alors conduit à fixer entre deux limites le rapport $\frac{d}{h}$, ($1,2 < \frac{d}{h} < 4$); d étant l'éloignement des sismographes au point de tir, h l'épaisseur de glace. - Des considérations d'ordre énergétique imposent ce rapport voisin de 2; on constate en effet que pour le glacier de St. SORLIN, d'une épaisseur moyenne de 100 mètres, ce sont les tirs à 200 et 250 mètres qui ont donné les meilleures réflexions.

On remarquera que l'on est à la limite d'application de la méthode, car, si l'épaisseur est inférieure à 80 m, non seulement on aura un empiètement des différents trains d'onde, mais encore il pourra exister un mauvais contact plastique glace-rocher, défavorable aux réflexions.

TECHNIQUE DU DEPOUILLEMENT. -

Les données essentielles sont :

- les coordonnées relatives des explosions et des géophones, obtenues par des procédés trigonométriques à partir des données topographiques; ces coordonnées sont rapportées à des balises dont on connaît la position par rapport à des stations fixes.
- les temps de propagation des ondes directes, qui permettent de construire la dromochronique, à partir de laquelle on déduit la vitesse de propagation. Les dromochroniques ont été tracées par Monsieur Vallon qui a mesuré les intervalles de temps mis par l'onde directe longitudinale, pour aller du point de tir, variable le long de la ligne de tir, aux géophones disposés dans le prolongement de la ligne tir.

Il a trouvé les vitesses suivantes :

Base C : disposition point de tir aval - géophones amont : 3625^{+20} m/s
disposition point de tir amont - géophones aval : 3590^{+20} m/s

On admet que la vitesse de propagation des ondes réfléchies longitudinales est identique. La différence des vitesses provient du fait que les ondes directes sont en réalité des ondes diffractées sous une couche de quelques mètres de glace délitée. - Or, cette couche n'est pas d'épaisseur uniforme: elle est plus épaisse vers l'amont (zone crevassée), d'où un trajet réel beaucoup plus long que le trajet apparent, et par suite, une vitesse plus faible. On ne mesure donc que des vitesses apparentes. - Cependant, il existe des variations de vitesses entre les différentes bases selon leur position sur le glacier.

Dans la zone de névé, il n'y a pas de variation sensible des vitesses. Les tirés réciproques BV et CM ont une vitesse commune de 3590^{+20} m/s . La différence des vitesses ne s'observe que vers le milieu et dans les parties aval du glacier. De plus, les vitesses augmentent vers l'aval :

tir BV	-	3590 m/s
tir CV	-	3620 m/s
tir GV	-	3650 m/s

Finalement, une vitesse moyenne de 3650 m/s a été adoptée .

- les temps de propagation des ondes réfléchies. - Les sismogrammes sont gradués toutes les 10 millisecondes, ce qui permet d'apprécier la milliseconde. Il suffit donc de détecter la réflexion, ensuite de pointer les impétus qui ont en général le même sens que ceux de l'onde directe (figure 6) .

figure 2

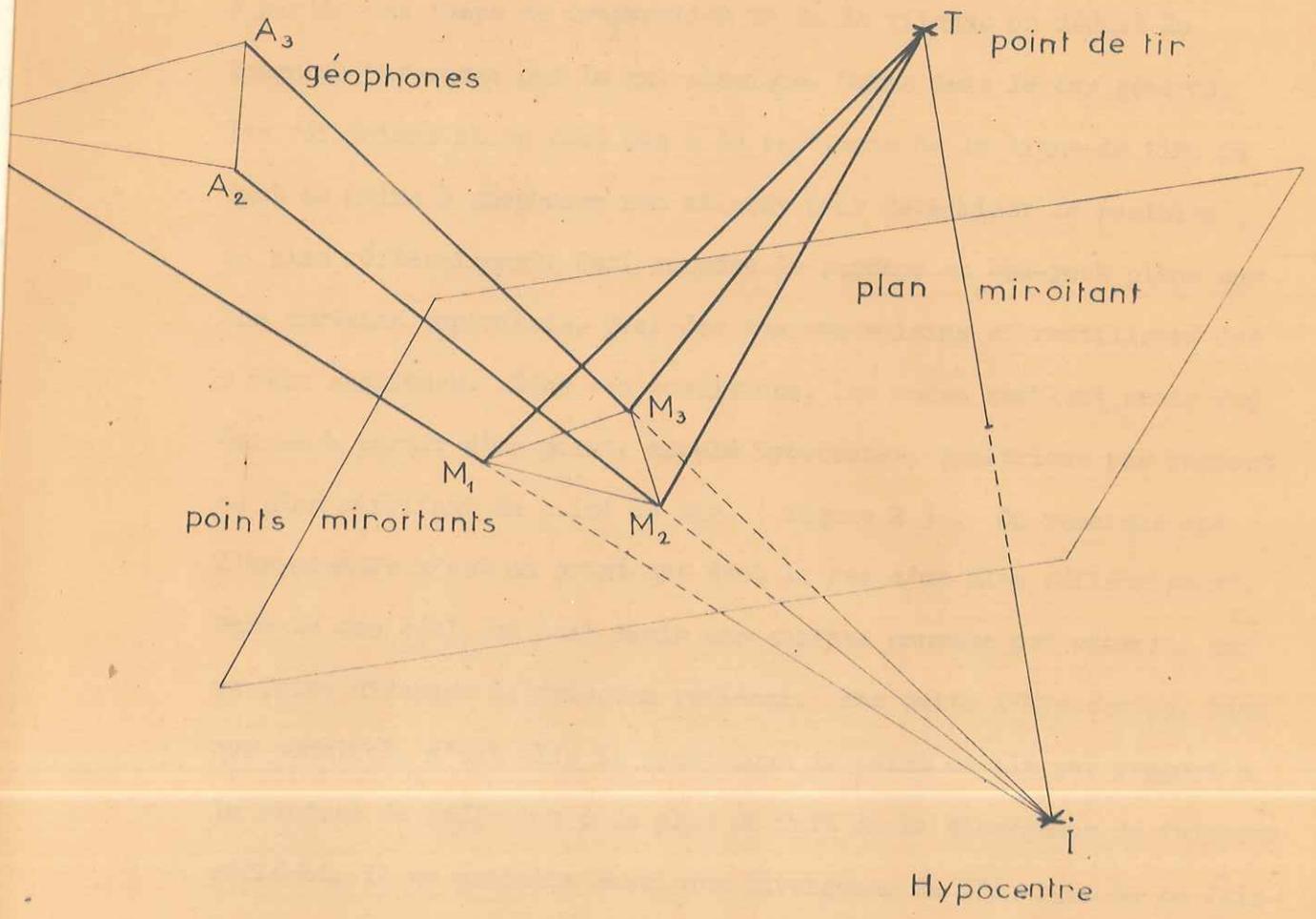
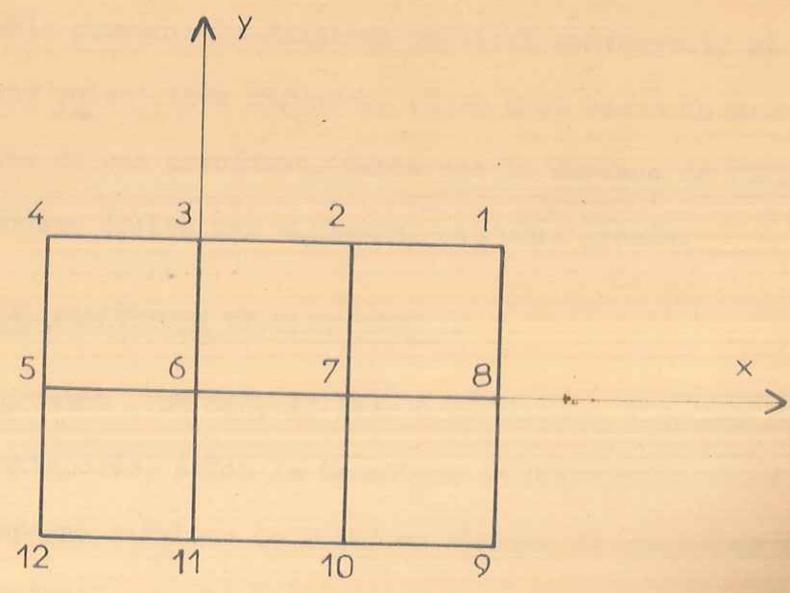


figure 3

exemple de base
(base A)



A partir des temps de propagation et de la vitesse on déduit la longueur parcourue par le rai sismique. Comme dans le cas général, les réflexions ne se font pas à la verticale de la ligne de tir; il faut au moins 3 géophones non alignés pour déterminer la position du plan réfléchissant. Ceci suppose la surface du bed-rock plane sur une certaine superficie, pour des trajets voisins et rectilignes des 3 rais sismiques. Dans ces conditions, les ondes semblent avoir été émises à partir d'un point, appelé hypocentre, symétrique par rapport au plan miroitant du point de tir. (figure 2). On remarque que l'hypocentre n'est un point que dans le cas d'un plan réfléchissant. Dans le cas réel, on peut avoir une surface convexe par exemple, qui va faire diverger le faisceau réfléchi. Par suite l'hypocentre, bien que ponctuel, n'est plus le symétrique du point de tir par rapport à la surface de réflexion ; de plus du fait de la divergence du faisceau réfléchi, il se produira aussi une divergence de l'énergie de ce faisceau , d'où des réflexions de mauvaise qualité .

Dans le cas d'une surface concave, l'hypocentre n'est qu'une région d'où semble provenir le faisceau réfléchi convergent, et bien que les réflexions soient très marquées, elles sont beaucoup moins intéressantes que celles du cas précédent, parce que la surface de réflexion minima, toutes choses égales par ailleurs, est plus grande.

METHODE MI-ANALYTIQUE MI-GRAPHIQUE .-

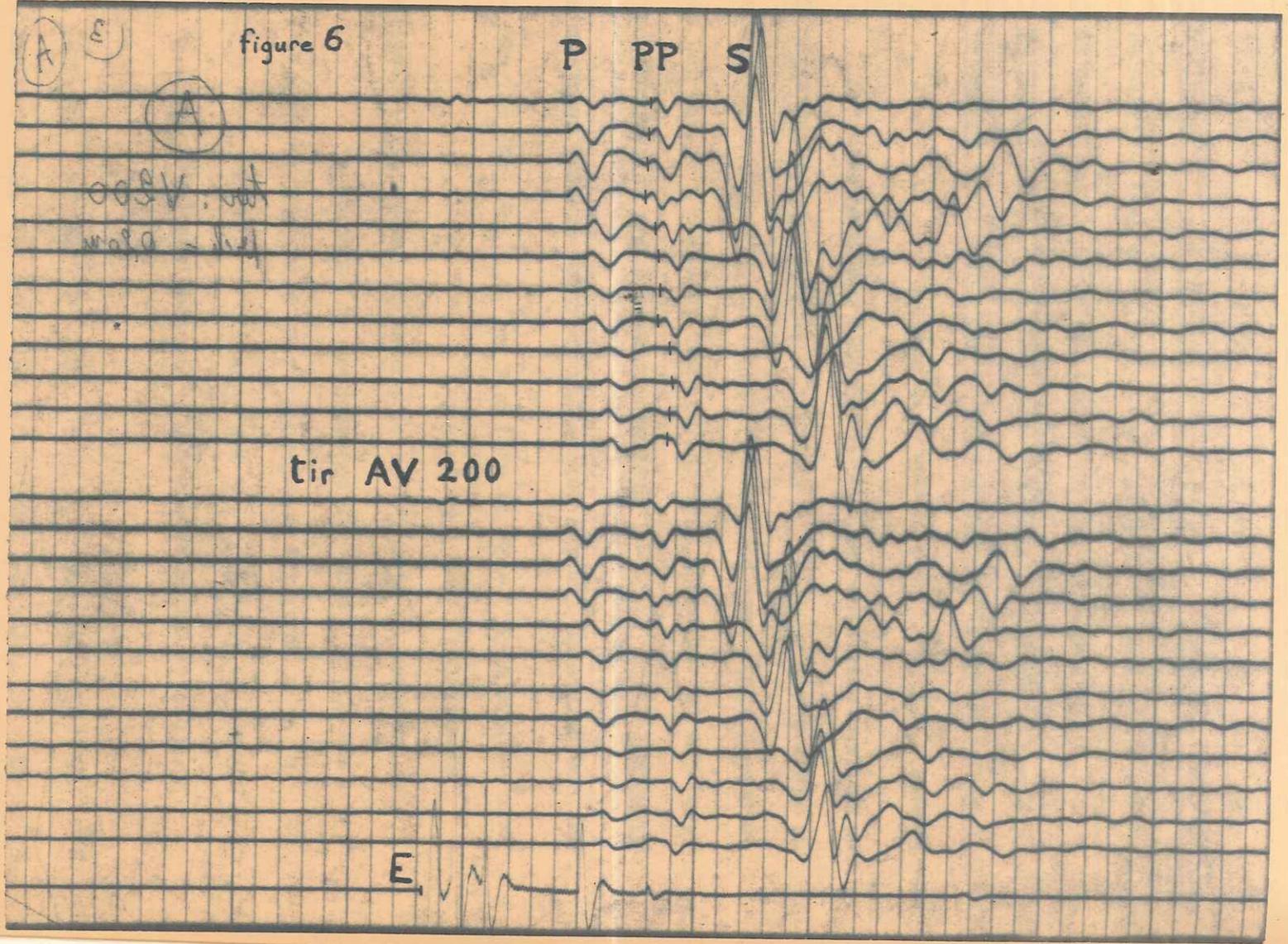
Jusqu'à présent , on opérait avec 6 géophones, disposés selon deux carrés juxtaposés, selon la technique de SUSSTRUNK. Depuis la première campagne sismique de 1960, on utilise 12 géophones disposés selon un rectangle appelé base, formé de 6 carrés juxtaposés, pour être

ramené à 3 fois le cas précédent. Le côté des carrés a été fixé à 25 mètres. On exécute alors en général les tirs selon deux lignes à angle droit, parallèles aux côtés du rectangle (figure 3) .
Connaissant les distances des géophones au point de tir, donc à l'hypocentre, la détermination de celui-ci revient à trouver l'intersection de 3 sphères, ayant pour centres les 3 géophones sommets de chaque triangle, et pour rayons les distances parcourues par les 3 rais sismiques réfléchis .

La méthode du professeur Lliboutry préconise de coparer les données initiales le plus tôt possible, et non de confronter entre eux les 24 hypocentres que l'on aurait pu tirer des 24 triangles rectangles, en utilisant pour chaque carré élémentaire les 4 triangles possibles; les déterminations de ces hypocentres n'étant pas, en effet, entièrement indépendantes. Donc pour chaque carré, on déterminera l'intersection de 4 sphères prises 3 à 3, intersection qui équivaut à celle d'une des sphères avec une droite. - On pourra donc obtenir une position moyenne des 4 hypocentres en coupant une sphère moyenne de centre, le centre du carré et de rayon, la moyenne des 4 rayons par une droite moyenne .

DETERMINATION ANALYTIQUE DE L'INTERSECTION DES SPHERES DEUX à DEUX.-

Reprenons la figure 3, les coordonnées des géophones dans un tel système d'axes centrés sur G_0 sont :



	G ₁	G ₂	G ₃	G ₄	G ₅	G ₆	G ₇	G ₈	G ₉	G ₁₀	G ₁₁	G ₁₂
x _i	50	25	0	-25	-25	0	25	50	50	25	0	-25
y _i	25	25	25	25	0	0	0	0	-25	-25	-25	-25

L'équation de la sphère (S_i), centrée sur le géophone G_i est :

$$(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2 = r_i^2$$

x, y, z sont les coordonnées d'un point sur la sphère

x_i, y_i, z_i sont les coordonnées du géophone G_i

L'équation du plan P_{ij} où se trouve le cercle d'intersection des sphères (S_i) et (S_j) est :

$$2x(x_i-x_j) + 2y(y_i-y_j) + 2z(z_i-z_j) = x_i^2 + y_i^2 + z_i^2 - r_i^2 - x_j^2 - y_j^2 - z_j^2 + r_j^2$$

Sur une partie du glacier faiblement inclinée on peut négliger z_i² - z_j²

EXEMPLE : TIR AV 200 - (Base A, tir aval à 200 mètres environ).

L'origine du système d'axes choisis est le sismo 6, l'axe des z étant orienté positivement pour des altitudes croissantes - l'altitude absolue du sismo 6 est 2869,93. - Pour des commodités de construction graphique , on choisit l'origine des z au point coté 2860 mètres

Sismos	z _i m.	t _i msec.	r _i =vt _i m.	r _i ²
1	- 3,01	95,3	347,85	121034,41
2	- 2,78	93,4	340,9	116212,81
3	- 3,29	93,0	339,45	115260,25
4	- 3,57	92,7	338,3	114446,89
5	- 0,3	97,3	355,15	126167,04
6	0	98,3	358,8	128737,41
7	+ 0,43	98,8	360,5	129960,25
8	+ 0,47	98,6	359,9	129528,01

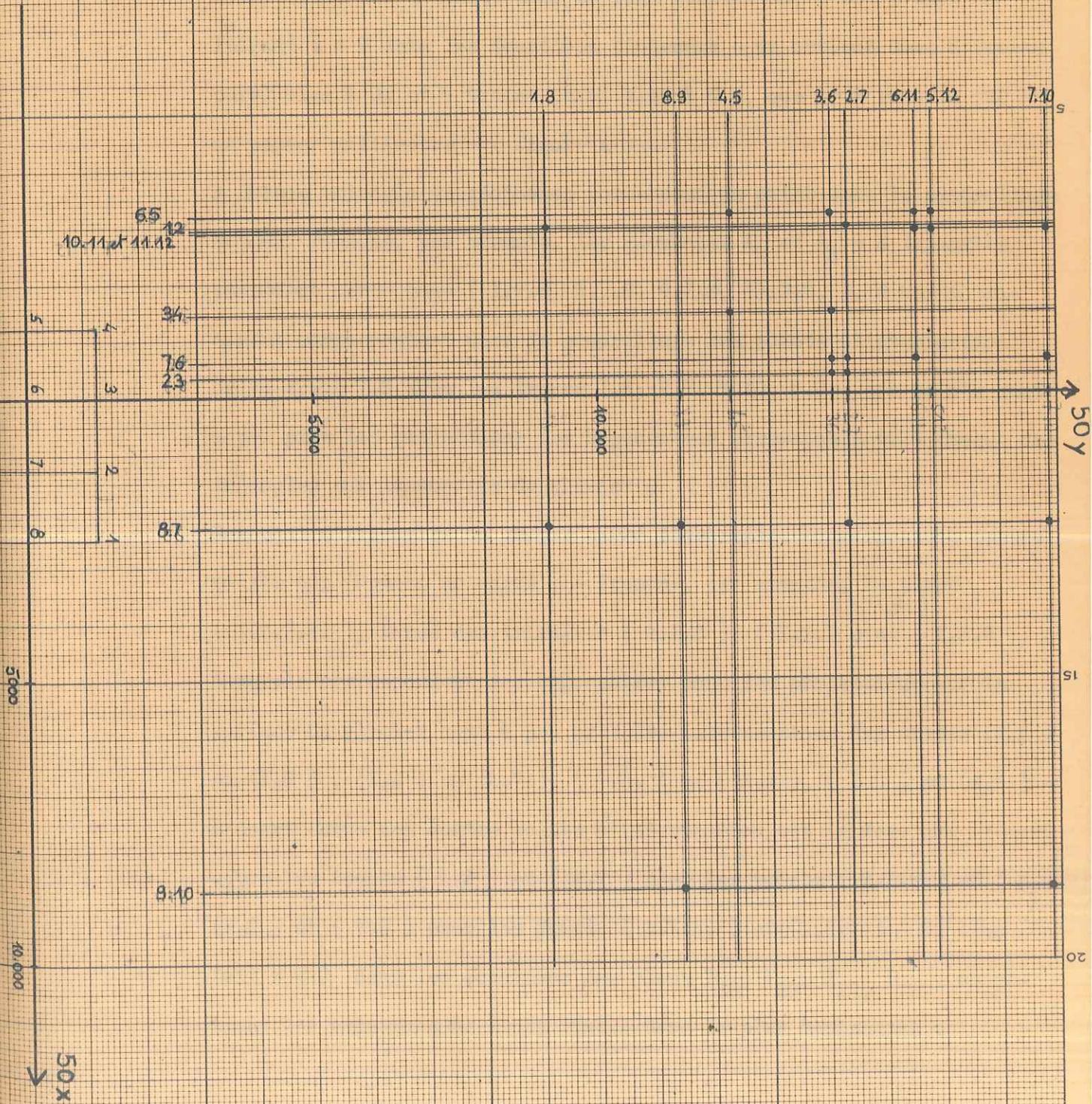
9	+ 3,82	103,1	376,3	141601,69
10	+ 3,79	105,6	385,3	148456,09
11	+ 3,37	104,3	380,7	144932,49
12	+ 2,99	103,5	377,7	142657,29

z_i est l'altitude par rapport au sismo 6

Les équations des 17 plans d'intersection des sphères 2 à 2 sont :

$$\begin{aligned}
 P_{12} &= 50 x - 0,46z = - 2946,6 \\
 P_{23} &= 50 x + 1,02 z = - 327,6 \\
 P_{34} &= 50 x + 0,56 z = - 1438,4 \\
 P_{65} &= 50 x + 0,60 z = - 3195,4 \\
 P_{76} &= 50 x + 0,86 z = - 597,8 \\
 P_{87} &= 50 x + 0,08 z = + 2307,2 \\
 \\
 P_{10}^9 &= 50 x + 0,06 z = + 8729,4 \\
 P_{10\text{II}}^{10} &= 50 x + 0,80 z = - 2898,6 \\
 P_{\text{III}12} &= 50 x + 0,76 z = - 2900,2 \\
 P_{18} &= 50 y - 6,96 z = 9118,6 \\
 P_{89} &= 50 y - 6,7 z = 11448,7 \\
 P_{27} &= 50 y - 6,42 z = 14372,4 \\
 P_{7\text{IO}} &= 50 y - 6,72 z = 17870,8 \\
 \\
 P_{36} &= 50 y - 6,58 z = 14102,2 \\
 P_{6\text{II}} &= 50 y - 6,74 z = 15570,1 \\
 \\
 P_{45} &= 50 y - 6,54 z = 12345,2 \\
 P_{5\text{I}2} &= 50 y - 6,58 z = 15865,3
 \end{aligned}$$

figure 4



Ces plans sont subverticaux dans la mesure où la surface du glacier est horizontale; on pourra ^{avoir} une première idée de leur disposition en considérant leurs traces dans le plan horizontal, c'est à dire en faisant $z = 0$ dans les équations ci-dessus - on obtient donc 8 traces parallèles à Ox et 9 traces parallèles à Oy, que l'on reporte sur un papier millimétré - (figure 4) .

A chaque triangle de géophones correspond un point dans le quadrillage obtenu. Prenons, par exemple, les géophones A_7 et A_8 - 4 triangles possèdent cette base (1.7.8, 2.7.8, 9.7.8, 10.7.8.). A ces 4 triangles correspondent dans le quadrillage les points d'intersection de la trace 7.8 avec les traces 1.8, 2.7, 7.10, 8.9 - ces points sont à peu près les projections des hypocentres correspondants à chacun des triangles sur la surface du glacier .

Aux quatre triangles de chaque carré élémentaire correspondent quatre points qui forment un carré . - Prenons, par exemple, le carré (1.2.7.8.), formé des triangles (2.1.8), (1.2.7) ^(2.7.8.) et (1.8.7), auxquels correspondent les hypocentres dont les projections sur la surface du glacier sont à peu près les intersections des traces (1.2) et (1.8) , (1.2) et (2.7) , (7.8.) et (2.7) , (7.8) et (1.8) - L'écart entre ces quatre points d'intersection est le même que l'écart entre les traces (1.8) et (2.7) pour les points (2.1.8) et (1.2.7) (1.2) et (7.8) pour les ^{points} (2.7.8.) et (1.8.7) - Si l'on fait $z = 0$ dans les équations des plans P_{18} , P_{27} , P_{12} , P_{78} , on obtient les équations de leurs traces dans le plan horizontal :

$$\begin{aligned}
 P_{18} \quad 50 y &= x_1^2 + y_1^2 - x_8^2 - y_8^2 \\
 P_{27} \quad 50 y &= x_2^2 + y_2^2 - x_7^2 - y_7^2 \\
 P_{12} \quad 50 x &= x_1^2 + y_1^2 - x_2^2 - y_2^2 \\
 P_{78} \quad 50 x &= x_7^2 + y_7^2 - x_8^2 - y_8^2
 \end{aligned}$$

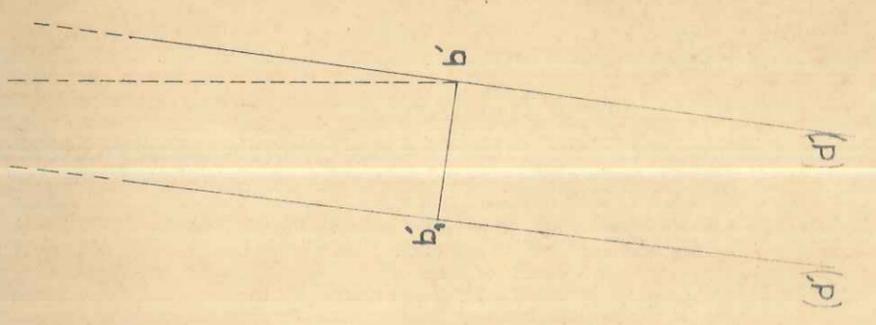
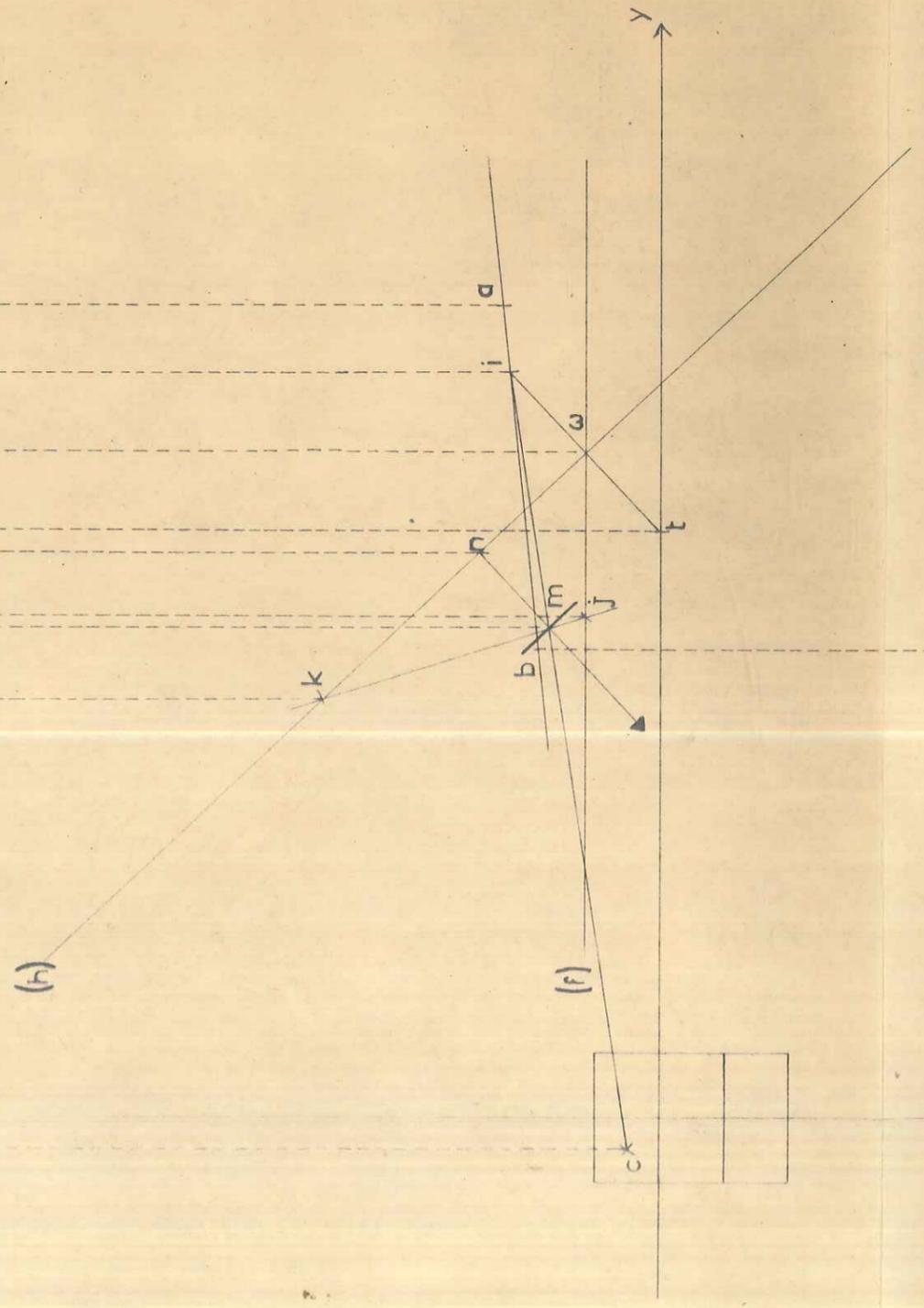
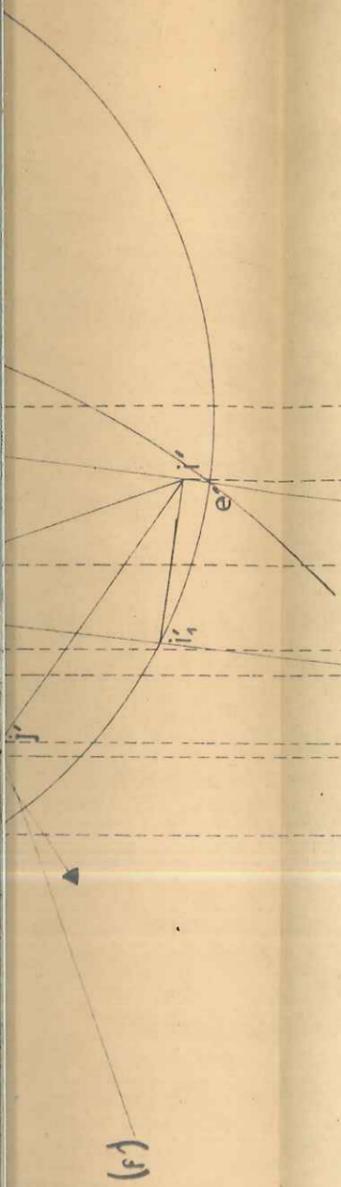
$$\text{d'où } (P_{18})_z = 0 = (P_{27})_z = 0 = (P_{12})_z = 0 = (P_{78})_z = 0$$

Aux six carrés de la base, correspondent donc 6 carrés de points.

On peut remplacer chacun d'eux par un point moyen, tout au moins dans le cas de carrés pas trop grands (de côté inférieur à 60 m environ), car - manifestement - la zone d'où proviennent les rais sismiques n'est pas la même pour tous . - Les conditions de trajets voisins des rais sismiques, et de surfaces planes des plans réfléchissants ne sont alors plus respectées. Les carrés (7.8.9.10) et (1.2.7.8) sont d'ailleurs dans ce cas - on peut néanmoins conserver l'hypocentre 1.2.7 - situé dans la bonne zone ; il suffira de couper la droite définie par P_{27} et P_{12} , par la sphère de centre A_2 .

On remarquera que plus le carré d'hypocentres est petit, plus il y a de chances pour que l'hypocentre moyen soit exact .

Prenons le carré (5.6.II.I2) par exemple; la droite moyenne s'obtient en remplaçant les plans $P_5 I_2$ et $P_6 II$, P_{65} et $P_{II I_2}$ par leurs plans moyens, ce qui s'obtient en sommant les équations correspondantes. - L'hypocentre moyen, soit $I_{5.6.II.I_2}$, sera à l'intersection de cette droite ainsi définie avec la sphère ayant comme centre le centre du carré (5.6.II.I2) de la base A, et comme rayon le quart de la somme des rayons correspondants.



CONSTRUCTION GRAPHIQUE . -

On emploie la géométrie descriptive avec , comme plan frontal, un plan vertical passant par la ligne de tir, et comme plan horizontal un plan situé très en dessous de la surface du glacier. Toutes les altitudes sont rapportées au sismo A₆ , toutes les distances sont exprimées en mètres. - On connaît le point de tir T (t,t') (x = 0, y = 201,98 z = 21,76) - l'hypocentre résulte de l'intersection de la droite D (d,d'), avec la sphère S_i.

$$P_5 I_2 + P_6 II : 100 y - 13,32z = 31435,4$$

$$P_6 5 + P_{II} I_2 : 100 x + 1,36 z = 6095,6$$

On fait successivement : z = 0 et z = - 1000 dans les équations ci-dessus pour définir deux points de la droite. D'où d est défini par (a,b), et d' par (a',b') tels que :

$$a \begin{cases} y = 314,4 \\ x = -60 \end{cases} \quad b \begin{cases} y = 181,2 \\ x = -47,4 \end{cases}$$

$$a' \begin{cases} z = 0 \\ y = 314,4 \end{cases} \quad b' \begin{cases} z = - 1000 \\ y = 181,2 \end{cases}$$

Il est inutile de pousser la précision au delà d'une décimale, car la construction se fait au $\frac{1}{2500}$ ème .

Quant à la sphère S_i elle est déterminée par son centre C (c, c') et son rayon R - C est au milieu du carré (5,6,II,I2) donc :

$$c \begin{cases} y = - 12,5 \\ x = - 12,5 \end{cases} \quad c' \begin{cases} y = - 12,5 \\ z = \frac{z_5 + z_6 + z_{II} + z_{I2}}{4} + 9,93 = 11,49 \end{cases}$$

$$R = \frac{r_5 + r_6 + r_{II} + r_{I2}}{4} = 368,1$$

On coupe la sphère S_i par le plan de bout qui passe par d' -
L'intersection est un cercle γ qui se projette frontalement selon le segment $e' f'$ - on rabat la figure pour la faire apparaître en vraie grandeur; dans ce rabattement γ devient γ_1 de diamètre $e'f'$; a' , a_I ; b', b_I ; $a_I b_I$ coupe γ_1 en deux points; le point d'intersection inférieur est l'hypocentre i'_I que l'on relève en i' sur $a'b'$ et que l'on rappelle en i sur $a b$.

Le plan miroitant est le plan perpendiculaire au segment IT ($it, i't'$) en son milieu Ω (ω, ω') - On le définit par la frontale (f, f') et l'horizontale (h, h') passant par Ω .

Le point miroitant est à l'intersection du plan miroitant et de la droite IT ($ci, c'i'$) - $c'i'$ coupe f' en j' que l'on rappelle en j sur f , et h' en k' que l'on rappelle en k sur h - $h k$ coupe ci en m que l'on relève en m' sur $c'i'$ - (m, m') est le point miroitant. On caractérise ce point du plan miroitant ou miroir, par la ligne de plus grande pente passant par ce point, qui est perpendiculaire à une horizontale du plan miroitant (donc à h) en n que l'on relève en n' sur h' - on oriente cette ligne de plus grande pente selon les cotes décroissantes et on calcule la pente, égale à $\frac{\text{Cote de } m' - \text{cote de } n'}{m n}$ 0,47.

Le point miroitant est aussi caractérisé par un petit segment de l'horizontale passant par m et parallèle à h - figure 5).

On lit sur l'axe z du plan frontal la profondeur du miroir par rapport à l'origine ($z = 0, Z = 2860$ mètres), soit 129 m.

On déduit alors l'altitude du miroir, soit 2731 mètres.

BILAN DE LA CAMPAGNE SISMIQUE : cette campagne sismique a compris l'établissement de huit bases - Près de 150 enregistrements ont été obtenus, à partir de 78 points de tir, pour différentes charges de dynamite, ou profondeurs de ces charges. Mais ce n'est qu'une trentaine de films qui ont pu être exploités, les réflexions n'étant pas toujours visibles, notamment sur les tirs avals des bases situées sur le front du glacier ; et bien que sur certains sismogrammes les impétus soient flous, ou même absents sur certaines traces, cependant 83 miroirs ont pu être calculés, caractérisés par leurs altitudes et leurs pentes. Une carte au $\frac{1}{2500}$ ème a été exécutée, comprenant les emplacements cotés des différentes bases, points de tir (tout au moins ceux qui étaient isolés), et miroirs, avec indication de leur pente par un segment de longueur inversement proportionnelle à celle-ci. Le groupement des miroirs, dans certaines zones, donne une assurance d'exactitude, en permettant leur confrontation ; mais leur absence dans d'autres zones rend délicate la reconstitution des courbes de niveau .

A partir de la carte des miroirs, a été élaborée celle des courbes de niveau, afin d'essayer de restituer l'allure du fond rocheux. - Des considérations relatives aux directions des vitesses des balises plantées dans le glacier, ainsi que la morphologie des terrains voisins, ont permis d'en préciser le tracé. Le glacier est d'une épaisseur moyenne de 100 mètres (maximum 150 mètres). On remarquera que l'allure générale du bed-rock est beaucoup plus accidentée que ne le laisse croire la surface quasi uniforme du glacier .

De nombreuses cuvettes et arêtes parsèment le lit, trahissant un relief hétérogène. Dans sa partie est le glacier présente 3 cuvettes: une première au Sud correspond à un vaste creux très marqué en surface; une seconde plus petite sur le flanc Est du glacier, fait suite à une série de petites dépressions sur le terrain adjacent; une troisième, très vaste, au Nord, correspond au front du glacier. Ces cuvettes sont séparées entre elles par des arêtes allongées, approximativement orientées NE - SW et NS. Les considérations des terrains environnants permettent d'en préciser la nature. - Les cuvettes correspondraient aux terrains houillers détritiques, relativement tendres, tandis que les arêtes seraient des coulées de trachy-andésite, beaucoup plus dures. On notera que les arêtes sous glaciaires ont une orientation commune avec celles qui sont intercalées dans le houiller au N-E du glacier. Dans la partie Ouest, une dépression allongée d'1 km de long, avec 2 cuvettes de surcreusement, orientée N-S, correspond à un synclinal de Trias et Lias visible à l'aval du glacier. Entre ces deux parties semble se prolonger l'arête de granulite de la diffluence.

Je remercie Monsieur le Professeur Lliboutry qui m'a proposé ce sujet d'études et m'a guidé dans la composition des cartes; Monsieur Vallon qui, par son aide et ses conseils, m'a permis de le mener à bien.

B I B L I O G R A P H I E

L. Lliboutry : Dépouillement des sondages seismiques réflexion
d'un glacier de vallée (Polycopié)

E. et J.P. Rottbé : Prospection géophysique - (Gauthier-Villars 1950)

A. Susstrunk : Sondage du glacier par la méthode sismique
(Extrait de la Houille Blanche -Numéro spécial A-1951)

J. Lameyre : D.E.S. de géologie : La partie Nord du Massif des
Grandes Rousses (Faculté de Grenoble - 1957)

---:---:---:---:---:---:---:---:---:---:---:---:---:---:---:---

ORIENTATIONS PREFERENTIELLES
DES CRISTAUX DE GLACE DE GLACIER

L'étude des orientations préférentielles des cristaux de glace est un chapitre important de la glaciologie structurale. - On a remarqué que certaines orientations préférentielles étaient en relation avec les contraintes imposées. De nombreux chercheurs, notamment les américains KAMB, LANGWAY, RIGSBY, ont entrepris, sur des glaciers d'Amérique ou du Groënland, des études, afin de préciser la nature de ces relations. Des expériences en laboratoire ont été faites aussi, notamment en Suisse par STEINEMANN. En général, on repère une direction cristall^alographique par des procédés optiques. En effet, le cristal de glace appartient au système hexagonal; c'est un uniaxe positif, faiblement biréfringent ($n_e - n_o = 0,0014$), dans un tel cristal l'axe optique correspond à l'axe cristallographique principal. Le repérage de l'orientation de l'axe optique se fait à partir d'une lame mince de glace à l'aide d'une platine universelle, entre deux polaroïds croisés.

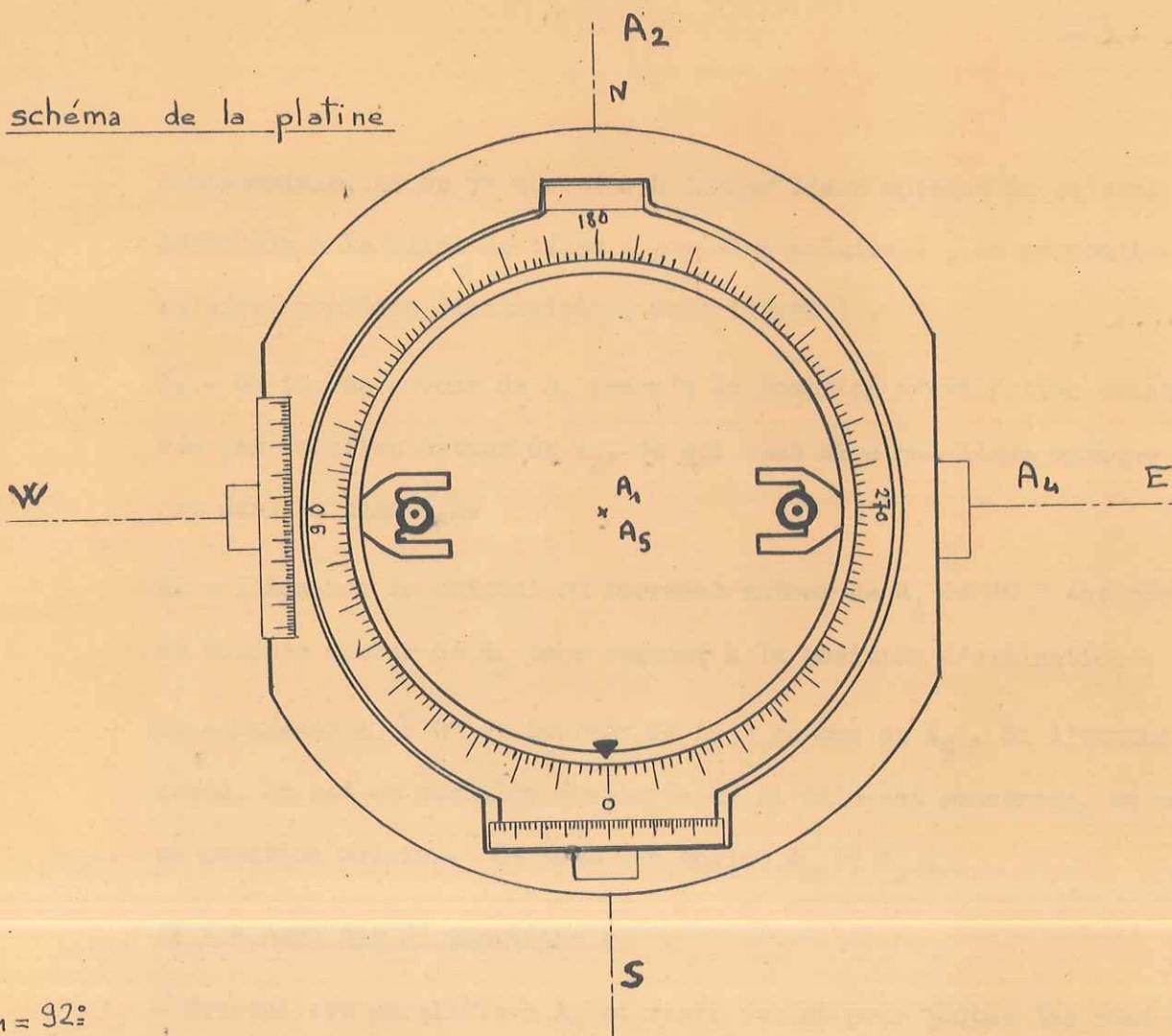
PLATINE UNIVERSELLE : elle est composée d'une platine circulaire en verre, destinée à servir de support à la lame mince, pouvant tourner dans son plan autour de l'axe A_1 . Cette platine peut s'orienter dans tous les azimuts jusqu'à 70° de la position horizontale. Pour cela elle est mobile autour d'un axe A_2 dont le support est un grand anneau, lui-même mobile autour d'un axe A_4 perpendiculaire à A_2 et toujours horizontal, l'ensemble pouvant tourner autour d'un axe A_5 vertical. On a donc deux axes ^{de position} qui servent à orienter la platine par rapport au grand anneau : A_1 et A_2 ; et deux axes de manoeuvre qui entraînent le grand anneau A_4 et A_5 .

Les rotations autour de ces axes sont réperées sur des limbes graduées de 0° à 70° , composées de deux secteurs, dits secteurs de WRIGHT. Il existe des positions fondamentales de ces axes : A_1 et A_5 confondus et verticaux, A_2 et A_4 perpendiculaires et horizontaux, selon les directions N.S. et E.W., et dans le plan de polarisation des nicols (voir figure) .

PREPARATION DES LAMES MINCES : la technique la plus aisée semble être celle préconisée par LANGWAY . Dans toutes les opérations décrites, le travail est considérablement facilité si l'on dispose d'une chambre froide . On coupe à la scie une lame à faces parallèles de glace (0,5 à 1 cm), puis on la pose sur une plaque métallique préalablement chauffée; on prolonge la fonte jusqu'à ce que la lame ne fasse plus qu'un mm environ. On la dépose alors sur un support en verre, en la pressant fermement pour évacuer les bulles d'air interstitielles. Il faut faire attention pendant toutes ces opérations à conserver l'orientation de la lame par rapport à certains plans de référence du glacier. On pose ensuite la lame et son support dans un réfrigérateur, pour fixer la lame par congélation. - On peut alors réduire l'épaisseur de la lame à 0,5 mm, à l'aide de papier émeri.

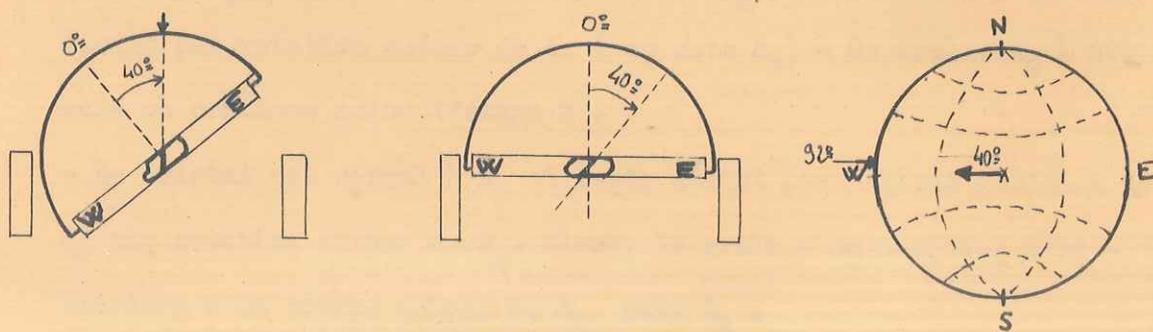
METHODE D'ORIENTATION : (selon LANGWAY)- La lame et son support sont fixés sur la platine. A cause de la biréfringence des cristaux la lumière est plus au moins rétablie, selon l'orientation de chaque cristal, ce qui permet de repérer chacun d'eux . On choisit alors un cristal, les axes de la platine universelle étant en position

schéma de la platine



$A_1 = 92^\circ$

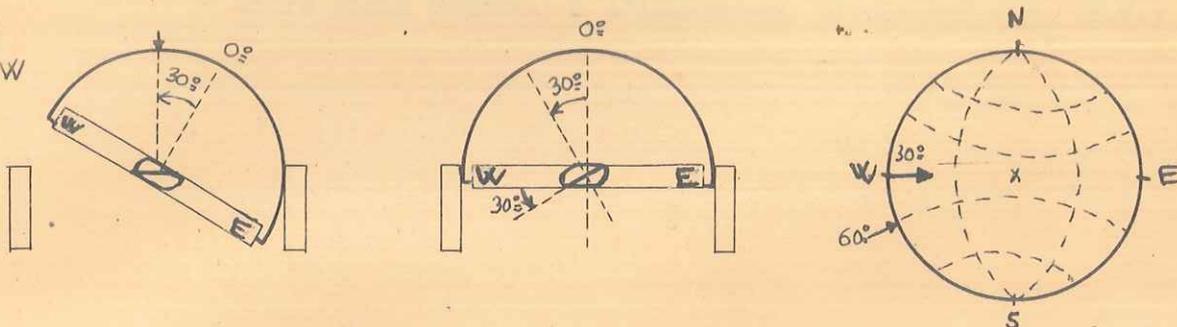
$A_2 = 40^\circ \text{ E}$ position polaire



position équatoriale

$A_1 = 60^\circ$

$A_2 = 30^\circ \text{ W}$



fondamentale, et on va chercher à amener l'axe optique du cristal parallèle à la ligne de visée (position polaire), ou perpendiculaire (position équatoriale - (voir figure)).

1. - On tourne autour de A_1 jusqu'à la position d'extinction conservée par rotation autour de A_2 , ce qui veut dire que l'axe optique est dans le plan E.W.

2. - Illuminer le cristal en tournant autour de A_4 de 20° environ, et tourner autour de A_2 pour ramener à la position d'extinction.

3. - Ramener A_4 à 0° et tourner de 45° autour de A_5 . Si l'extinction cesse, on est en position équatoriale, si elle est conservée, on est en position polaire. On note les angles A_1 et A_2 .

Il y a deux cas d'exceptions :

^{Le} - Cristal est parallèle à A_5 et reste éteint pour toutes les positions de A_1 . - On tourne alors autour de A_2 pour illuminer, puis on éteint par rotation autour de A_1 (on note A_1) - On ramène A_2 à 0° , puis on continue selon l'étape 2.

- Le cristal est normal à A_5 et reste éteint pour chaque position de A_1 par rotation autour de A_2 . Alors, le grain - en position d'extinction - on tourne autour de A_4 , puis A_2 .

- si le grain reste sombre, il est selon A_2 (N.S.)

- si le grain commence à s'illuminer, il est selon A_4 (E.W.)

CORRECTION DES MESURES : L'angle limite de réfraction pour un indice de la glace $n = 1,31$ est $49^{\circ} 45'$. Quand l'angle de l'axe optique avec le plan de la section dépasse cette limite, on ne pointe plus l'axe en position polaire, mais en position équatoriale. En effet, l'angle d'incidence i est l'angle mesuré, mais l'angle réel est l'angle de réfraction r - On emploie donc une table de correction, établie d'après la loi de DESCARTES ($n = \frac{\sin i}{\sin r}$) dans le cas d'un pointage en position polaire. Dans le cas d'un pointage en position équatoriale on utilise une table de correction établie empiriquement (RIGSBY, LANGWAY). Toutes ces mesures se faisant habituellement sans collimateur, il est nécessaire de bien viser à la verticale du cristal, pour éviter des effets de parallaxe, surtout pour les angles élevés. En tenant compte de toutes les erreurs indépendantes de l'observateur, on peut compter sur une précision de 5° , ce qui n'est pas trop fort pour une interprétation statistique.

POINTAGE DES AXES OPTIQUES : Pour repérer les orientations préférentielles, si elles existent, on pointe habituellement les traces des axes optiques sur l'hémisphère inférieure d'une sphère de 20 cm de diamètre, chaque axe passant par le centre de la sphère. La projection équiariéale des méridiens et parallèles, tracés tous les 2° , sur un plan diamétral s'appelle canevas de SCHMIDT. On centre, en général, la figure sur le pôle d'un plan particulier (plan de faille ou de foliation par exemple) - Chaque axe est caractérisé par deux angles A_1 et A_2 , le pointage sera fait sur un calque tournant centré sur le

canevas, et sur lequel on aura tracé un repère arbitraire pour porter A_1 , lu sur le grand cercle gradué de 0° à 360° . Il suffira alors de pointer à l'intersection du diamètre E.W. avec le méridien correspondant à A_2 - L'angle A_2 est suivi de la lettre E ou W, selon que la lecture a été faite sur le secteur E ou W. Pour une position polaire, on compte A_2 à partir du pôle, vers E, si la lecture a été faite sur le cadran W et vice versa. Pour une position équatoriale, on porte l'angle à partir de E par exemple, vers le pôle, si la lecture a été faite sur le cadran E. (Voir figure) .

CONSTRUCTION DU DIAGRAMME : Sur un même diagramme on peut reporter les axes optiques correspondant à plusieurs lames minces taillées parallèlement dans un bloc, mais en faisant attention à ce que la figure de superposition corresponde à l'orientation commune des lames dans le plan de référence. On pourra alors construire un diagramme représentant des lignes d'isodensités; les densités étant le nombre de points comptés dans une unité de surface égal au $\frac{1}{100}$ de la surface du diagramme, soit un cercle de 2 cm de diamètre, centré sur les intersections d'une feuille quadrillée avec des écarts de 1 cm. Pour les points situés près des bords du grand cercle, et tels qu'un petit cercle soit en partie extérieur à ce grand cercle, on se sert d'un double compteur, fait de deux petits cercles de 2 cm de diamètre, dont les centres sont distants de 20 cm; on totalise alors le nombre de points lus dans chaque petit cercle .

On peut compter les densités en pourcentages. Pour cela, si N est le nombre total de cristaux de la structure, n le nombre trouvé dans un petit cercle, la densité en % sera $\frac{100 \cdot n}{N}$.

PRINCIPALES RECHERCHES ET RESULTATS : Parmi tous les chercheurs qui se sont intéressés au problème des orientations préférentielles des cristaux de glace par la technique des "ice-fabrics", RIGSBY a fait un travail de recherche considérable. En 1950 il entreprenait des recherches sur l'EMMONS GLACIER " du Mont Rainier près de Washington. Il trouve fréquemment dans ses " ice - fabrics " quatre maximas selon les sommets d'un losange, le centre du losange correspondant approximativement au pôle du plan de schistosité. La dénomination "schistosité" a été étendue à la glace par CHAMBERLIN et SALISBURY, pour désigner l'alternance de couches à grains fins, et de couches à gros grains et bulleuses. Leur origine semble due à un cisaillement. Le plan de schistosité est, en général, parallèle au plan de cisaillement. Mais bien qu'il existe une relation entre schistosité et cisaillement, ce n'est pas forcément avec le cisaillement maximum. Les maximas trouvés dans les structures sur l'"EMMONS GLACIER " sont très importants; on a des densités allant jusqu'à 26 % pour 1 % de la surface .

En 1951 et 1952 RIGSBY continue ses recherches sur le " MALASPINA GLACIER " en Alaska et le " SASKATCHEWAN GLACIER " au Canada.

Pour le " Malaspina Glacier" il trouve des résultats analogues à l'"Emmons Glacier " bien que les structures à trois maximas soient plus fréquentes, mais toujours centrées autour du pôle du plan de schistosité . - Par contre, pour le " Saskatchewan Glacier" les ice-fabrics obtenus ne montrent pas d'orientations préférentielles marquées; RIGSBY admet que ceci est dû à une schistosité très complexe, plissée et faillée .

En 1954 et 1955 RIGSBY va étudier les glaciers polaires du Grœnland (Moltke-Glacier , Nuna et Tuto-ice-Ramp près de Thulé) .

La plupart des structures observées donnent un gros maximum unique centré sur le pôle du plan de schistosité dans des région à cisaillement intense, avec des zones à petits cristaux . - Il faut remarquer que ce maximum unique n'a été trouvé que dans les régions à fort cisaillement - dans les régions peu affectées par le cisaillement , les structures ne présentaient aucune orientation préférentielle . En 1955 dans un tunnel creusé dans " Tuto-ice-Ramp " il prélevait des échantillons, et trouvait tous les axes dans 10 % de la surface, centrés très exactement sur le pôle du plan de schistosité avec des densités maxima de 30 % pour 1 % de la surface, donc les cristaux avaient leur plan basal de glissement parallèle au plan de schistosité, l'écart maximum entre ces deux plans étant toujours inférieur à 25 ° .

Une équipe composée de ALLEN , KAMB , MEIER, SHARP, a entrepris à la même époque des études sur le LOWER BLUE GLACIER près de Washington, et trouve aussi des structures à 4 maxima en losange, mais aussi un large maximum diffus pour de la glace grossière bulleuse , indiquant sûrement que des tensions autres qu'un couple de cisaillement avaient agit (probablement une tension uniaxe ou une compression), ainsi que des structures à maxima multiples . Ils émettent l'hypothèse que le grand axe du losange doit être parallèle aux forces de cisaillement.

KAMBS, considérant les résultats trouvés par RIGSBY sur les maxima uniques centrés sur le pôle du plan de schistosité, dans le cas des

glaciers polaires, pense à un fluage plastique, dû à un cisaillement dans le plan de schistosité, caractérisé par un glissement des plans de base cristallins; d'autre part, il explique les structure à 3 ou 4 maxima de la glace grossièrement cristalline par une recristallisation .

Des expériences de laboratoire montre que la déformation de la glace polycristalline tendent à diminuer la taille des cristaux (RIGSBY, KAMB) , mais que la température de fusion tend à les faire recristalliser en cristaux plus gros - STEINEMANN aussi a fait des expériences de laboratoire à partir de glace isotrope soumise à des déformations (traction, compression; cisaillement sous charge constante) . -

Il se produit un fluage en trois étapes .

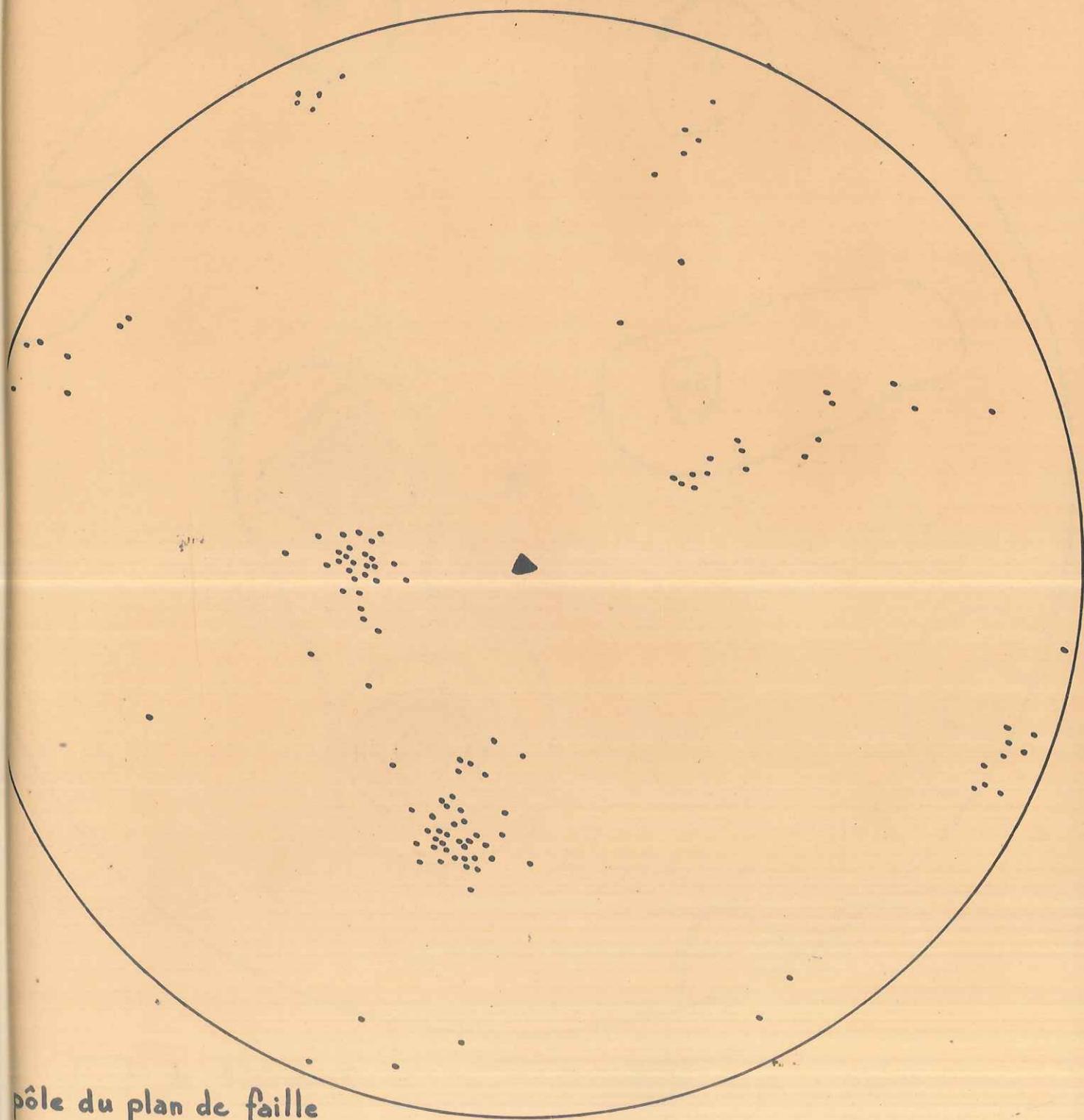
La recristallisation paracinématique, sous l'influence d'un cisaillement, donne des structures à 3 maxima. La recristallisation post-cinématique, celle qui se produit donc après que les tensions aient cessé , ne donne qu'un seul maximum normal au plan de cisaillement.

EXPERIENCE : On a taillé des lames minces dans un bloc provenant du tunnel de la prise d'eau sous glaciaire de l'E.D.F., sous le front de la MER DE GLACE , au niveau du MONTENVERS - Ce bloc présentait un plan de faille très marqué; les lames ont été taillées parallèlement à ce plan. Le plan de schistosité, peu marqué, était sensiblement perpendiculaire au plan de faille. Les trois lames les plus éloignées du plan de faille ont permis de mesurer 121 cristaux; la quatrième située dans le plan même de faille, présentait une structure très mosaïcisée

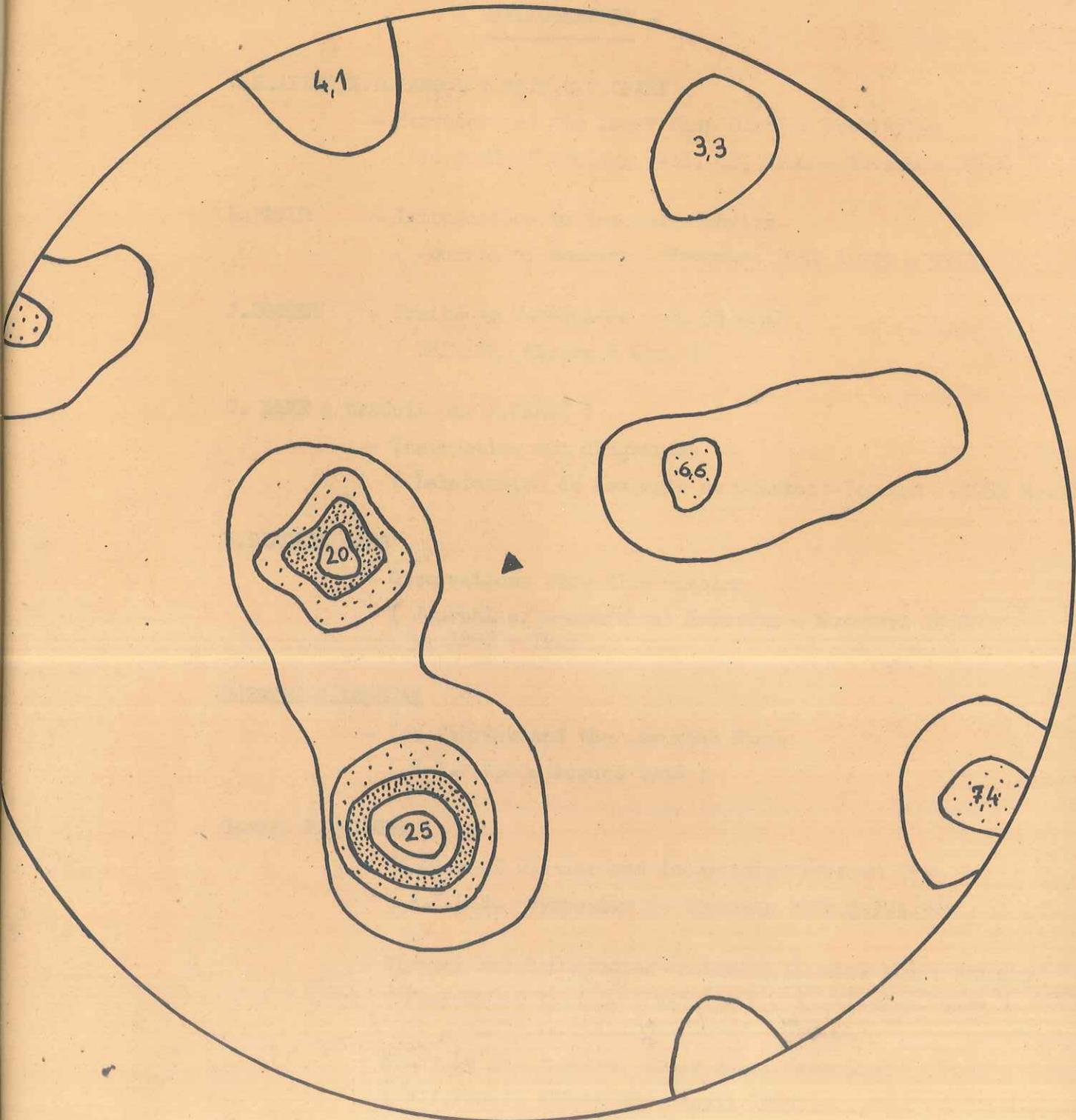
saicisée , avec des cristaux donnant des extinctions très peu nettes, sans doute dûes à une forte biaxie résultant de contraintes très intenses . La lecture du diagramme des courbes d'isodensités montre une structure à quatre maxima, dont deux très importants (20 % et 25 % pour I % de la surface), et deux autres secondaires (environ 7 % pour I % de la surface), rappelant les structures traditionnelles à quatre maxima en losange avec le centre du losange voisin du pôle du plan de faille (voir figures) .

Une rotation de 90 ° du diagramme a été effectuée pour centrer la figure au pôle du plan de schistosité, mais sans succès , car alors , on avait une distribution équatoriale des axes . - Il semble donc que l'influence des tensions due à la faille soit prépondérante, mais la superposition des effets peut expliquer, en partie, la déformation du losange, habituellement trouvé .

-:-:-:-:-



pôle du plan de faille
121 cristaux



de 1 à 5 %

de 5 à 10 %

de 10 % à 15 %

de 15 à 20 %

plus de 20 %

- BIBLIOGRAPHIE -

C.R.ALLEN, W.B.KAMB, M.F.MEIR, R.P.CHARP

- Structure of the Lower Blue Glacier Washington
(Journal of Geology, Vol. 68, Nr.6 - Novembre 1960)

H.BADER

- Introduction to ice petrofabrics
(Journal of Geology - Novembre 1951 p.519 - 535)

J.GOGUEL

- Traité de Tectonique P. 35 - 47
(Editions Masson & Cie.)

C. HAFF (traduit par F.KRAUT)

- Instruction aux diagrammes
(Laboratoire de Geologie de Clermont-Ferrant -1951 Nr.1)

W.BARCLAY KAMB

- Observations from Blue Glacier
(Journal of Geophysical Research - Novembre 1958)
p. 1891 - 1909

CHESTER C.LONGWAY

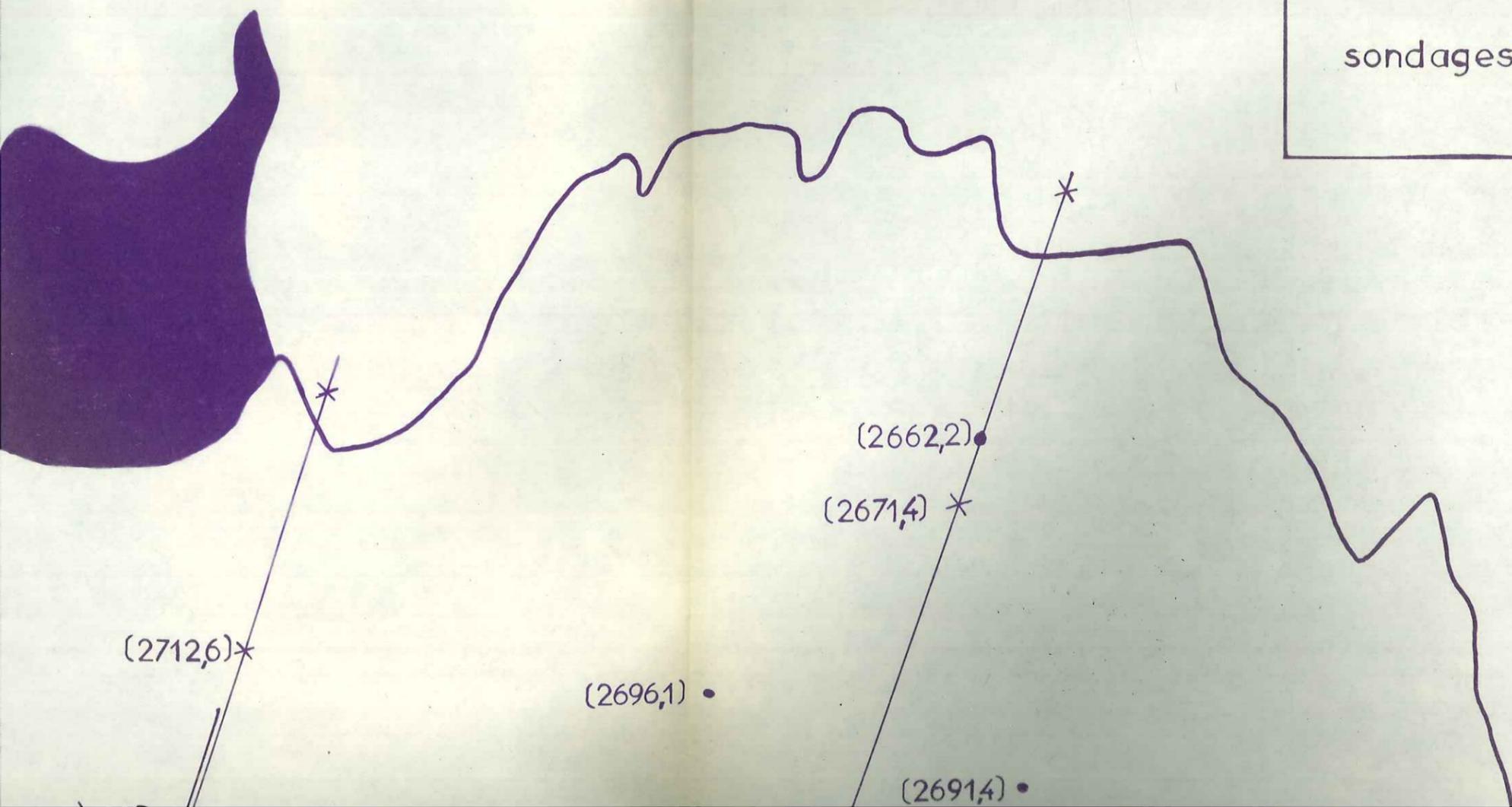
- Ice fabrics and the universal Stage
(S.I.P.R.E - August 1958)

George P. RIGSBY

- Fabrics of Glacier and laboratory deformed ice
(A.I.H.S. Symposium de Chamonix 1958 p.351-358)
- Crystal Fabrics Studies on Emmons Glacier Mount Rainier
(Journal of Geology , Vol. 59 Nr. 6 , octobre 1951)
- Study on ice fabrics, Thule Area, Greenland
(S.I.P.R.E. Report 26 - April 1955)
- Cristal Orientation in glacier and in experimently deformed ice
(Journal of Glaciology - Vol.3 Nr.27 , March 1960 ,
p. 589 - 606)

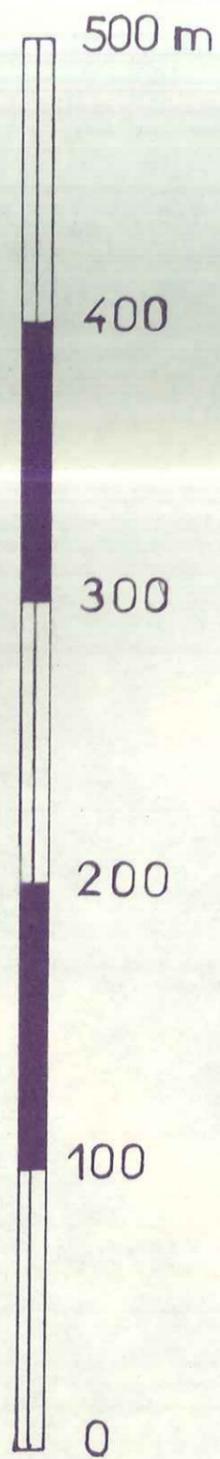
▷ B
2711

C.N.R.S.
Laboratoire de l'Aiguille du Midi
Gl. de St-Sorlin
sondages seismiques 1961

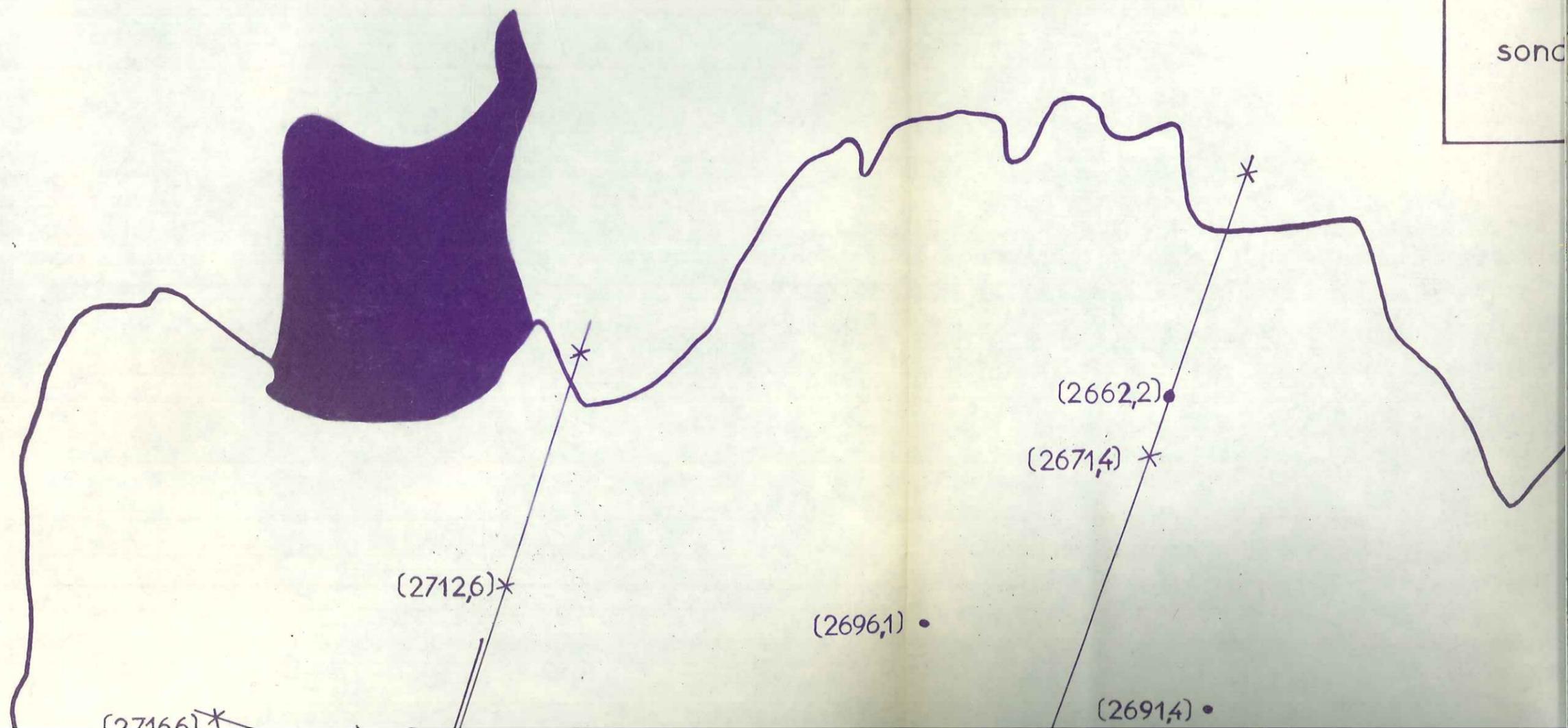


▷ D

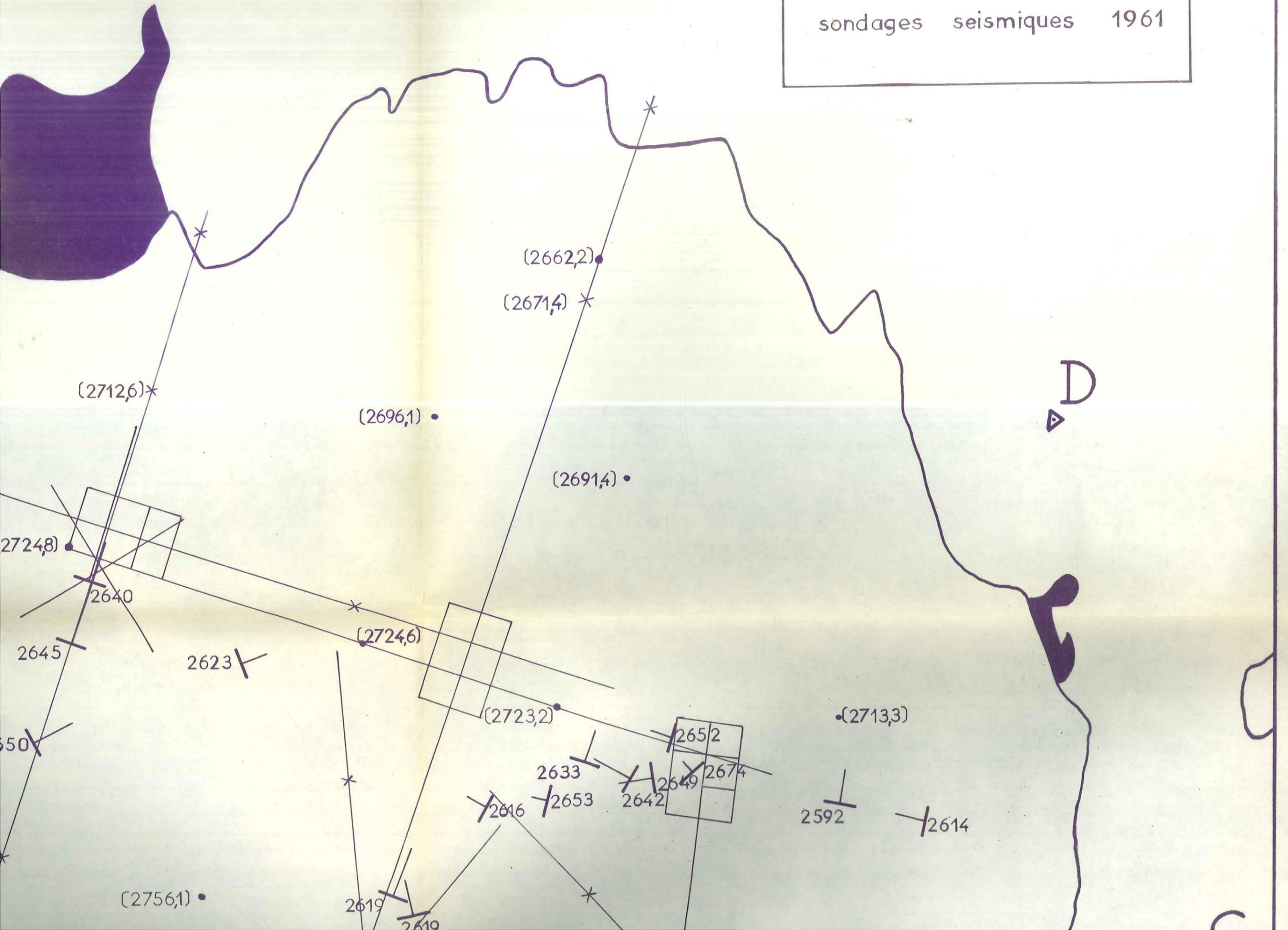
2711 B

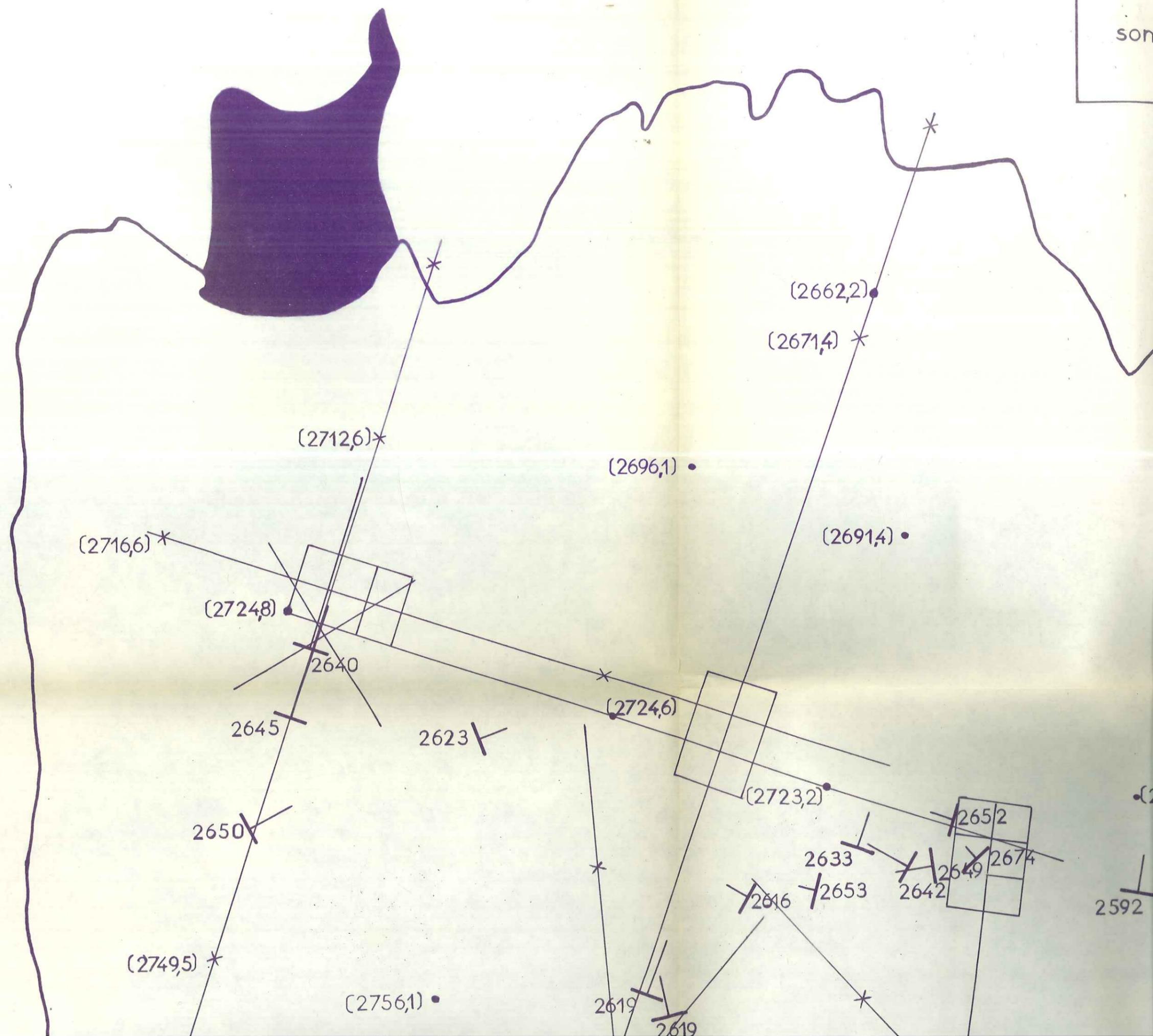
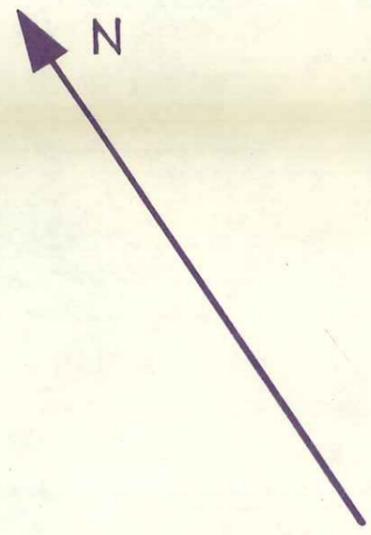


Labor
Gl.
sonc

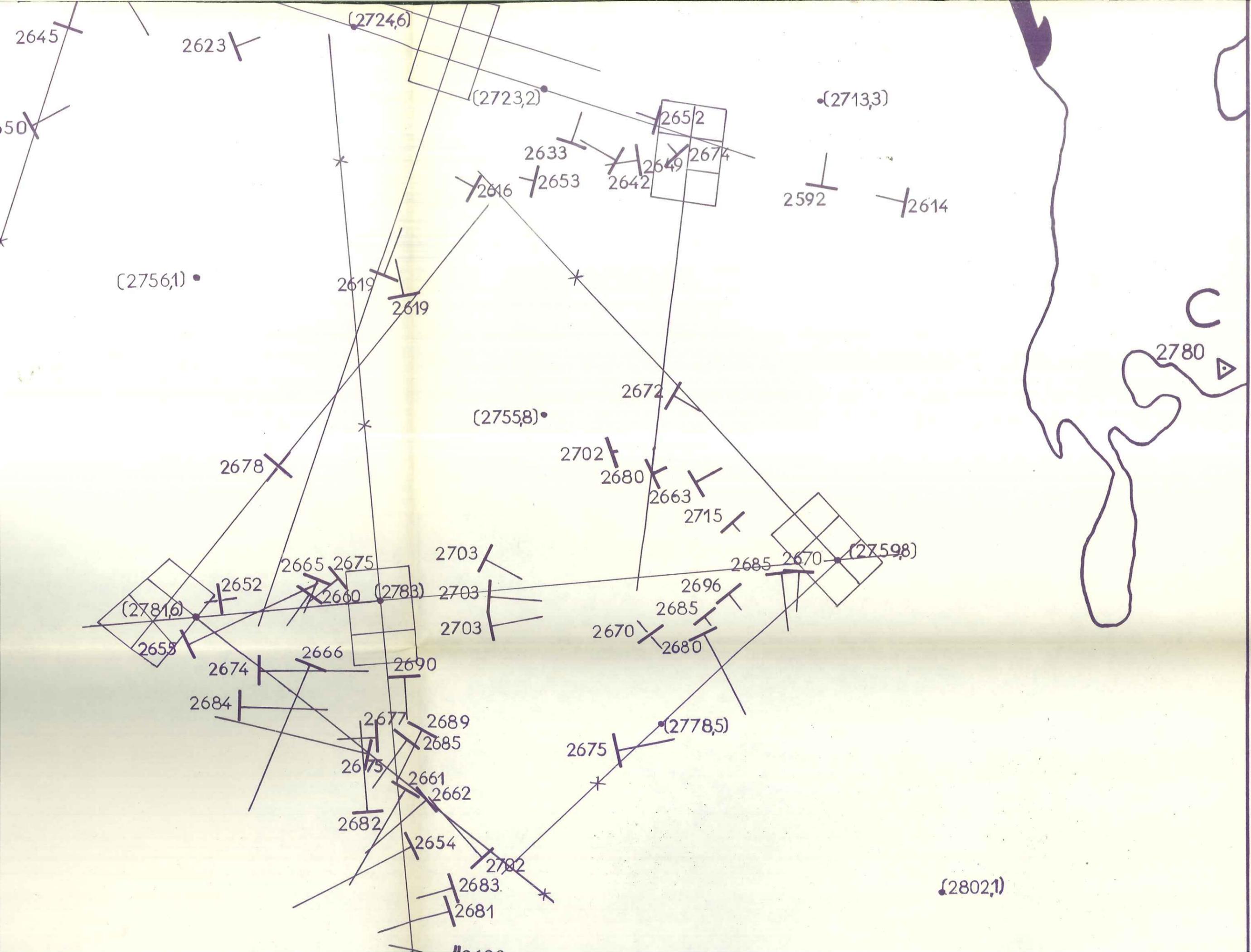


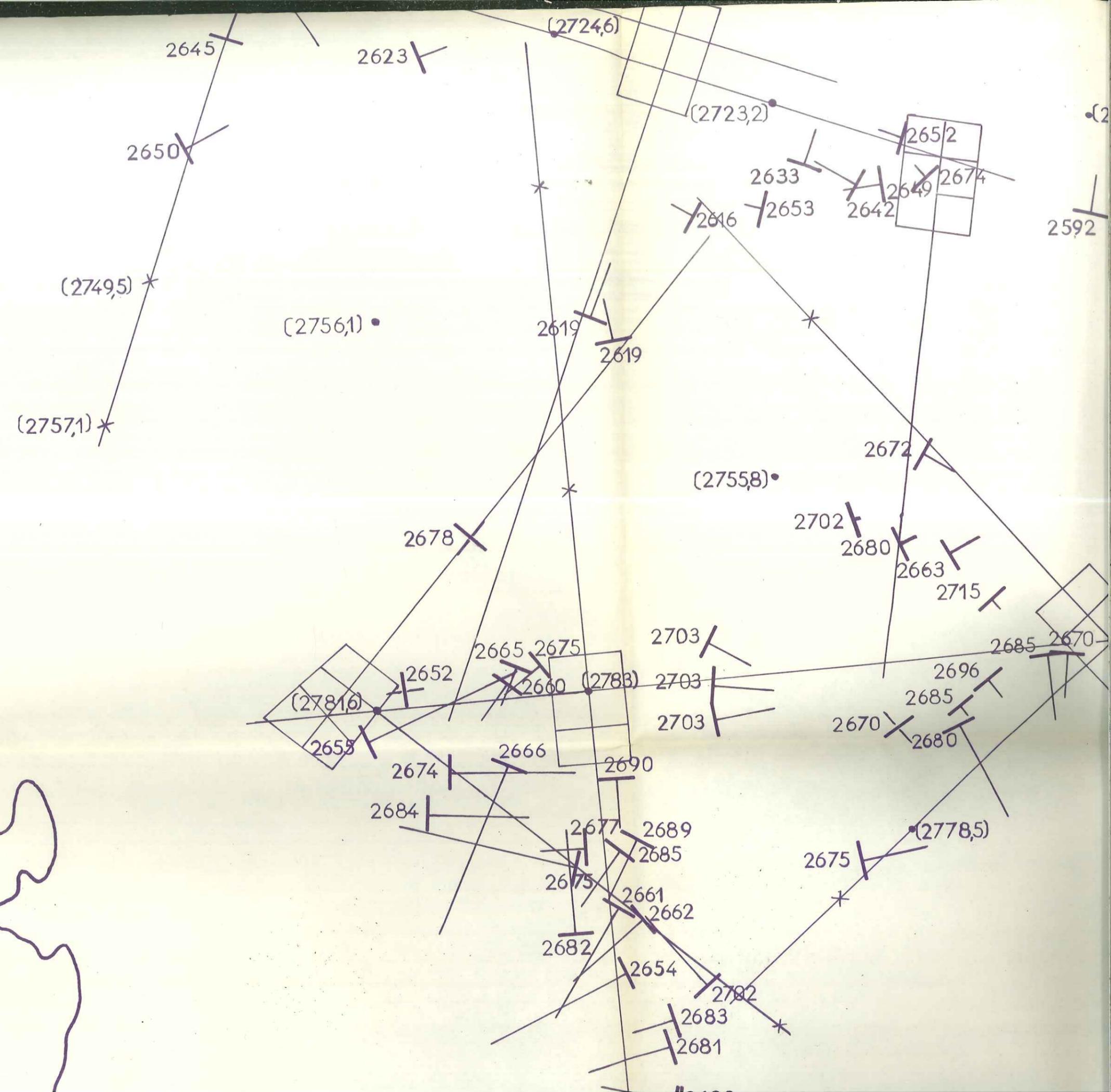
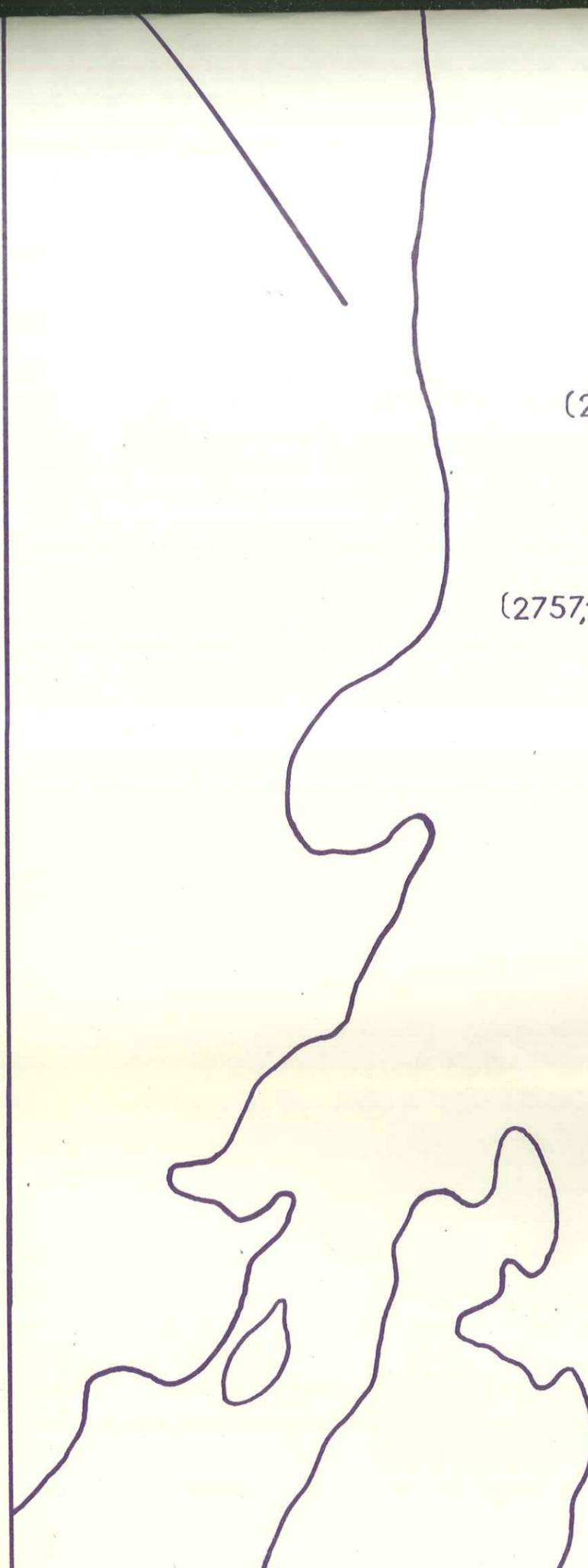
sondages seismiques 1961

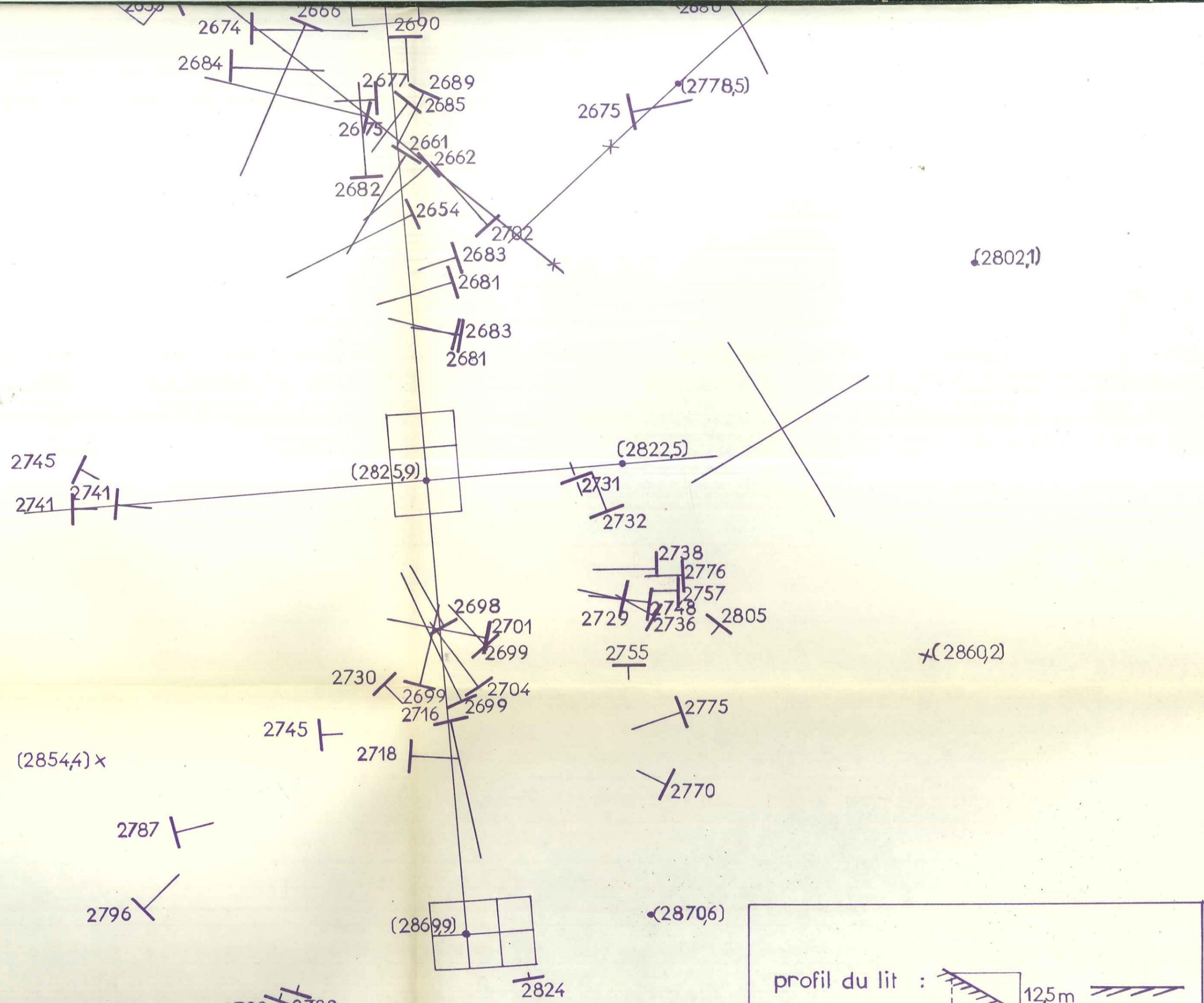


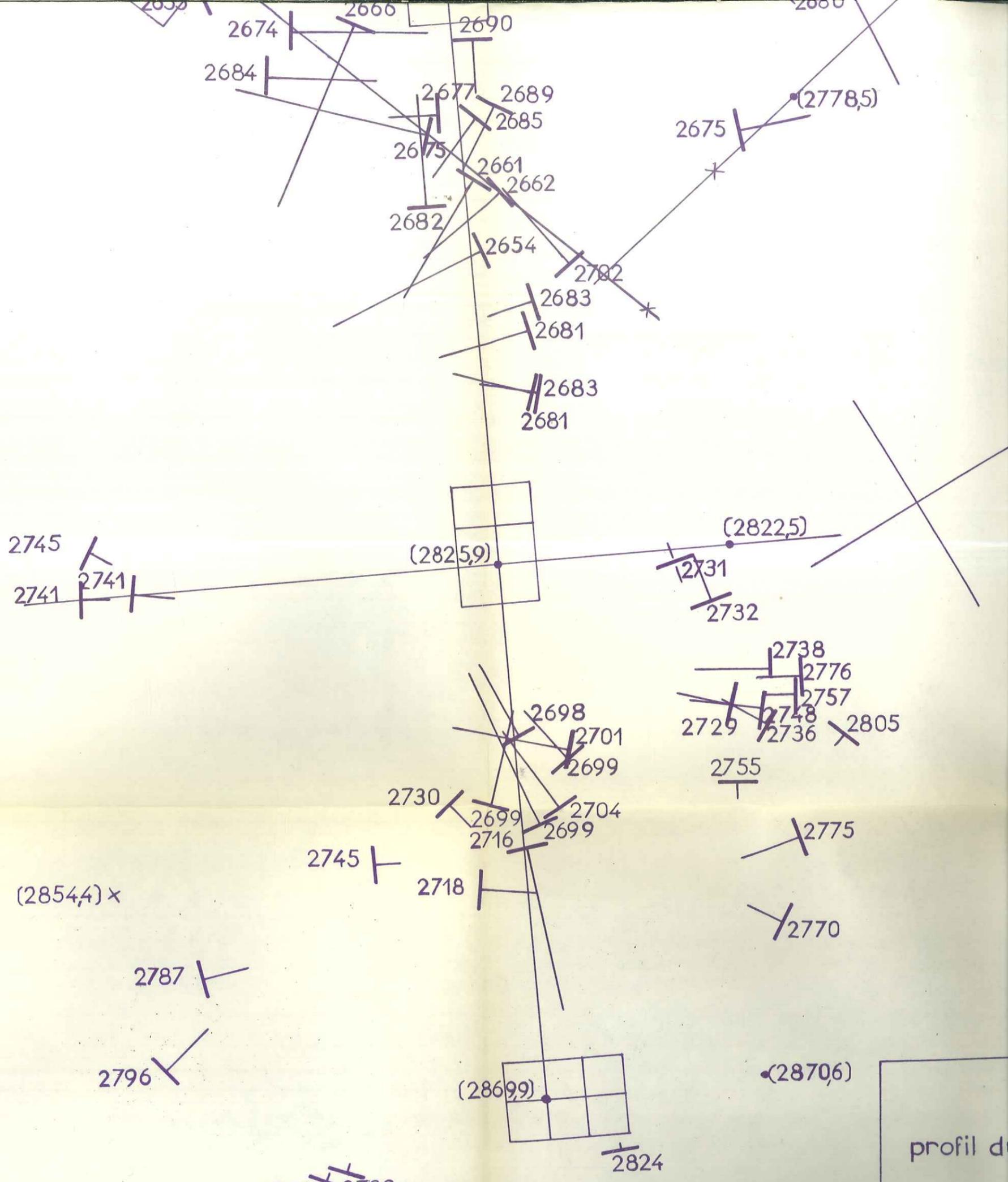
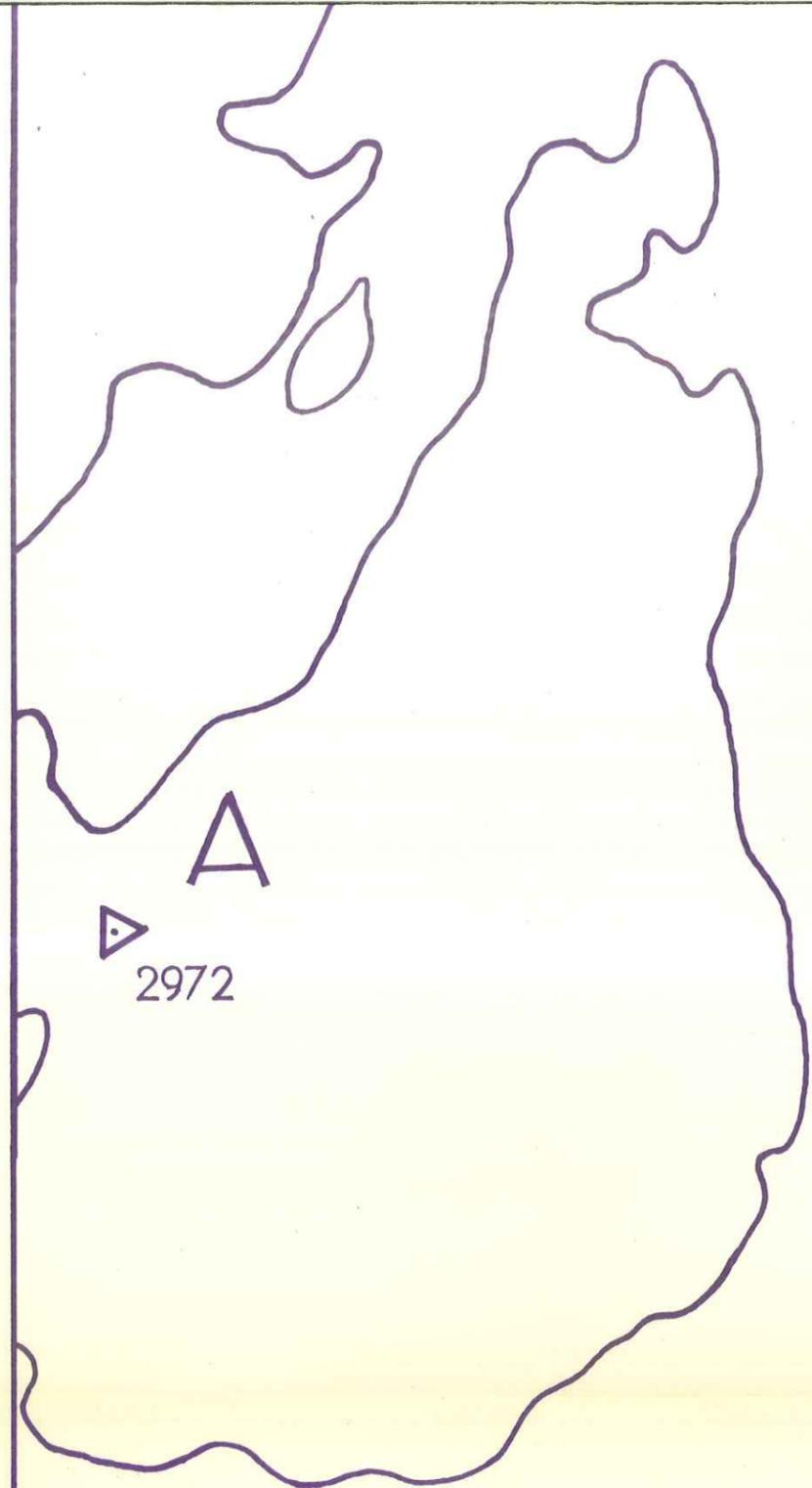


son









profil du

(2854,4) x

2787

2796

2798 2788

(2905,4) +

2745

2718

(2869,9)

2824

2699 2704 2716 2699



2775

2770

(2870,6)

profil du lit :



schema :





(2854,4) x

(2899,1) x

2787

2796

2798 2788

(2905,4) +

2745

2718

2699 2704
2716 2699



(2869,9)

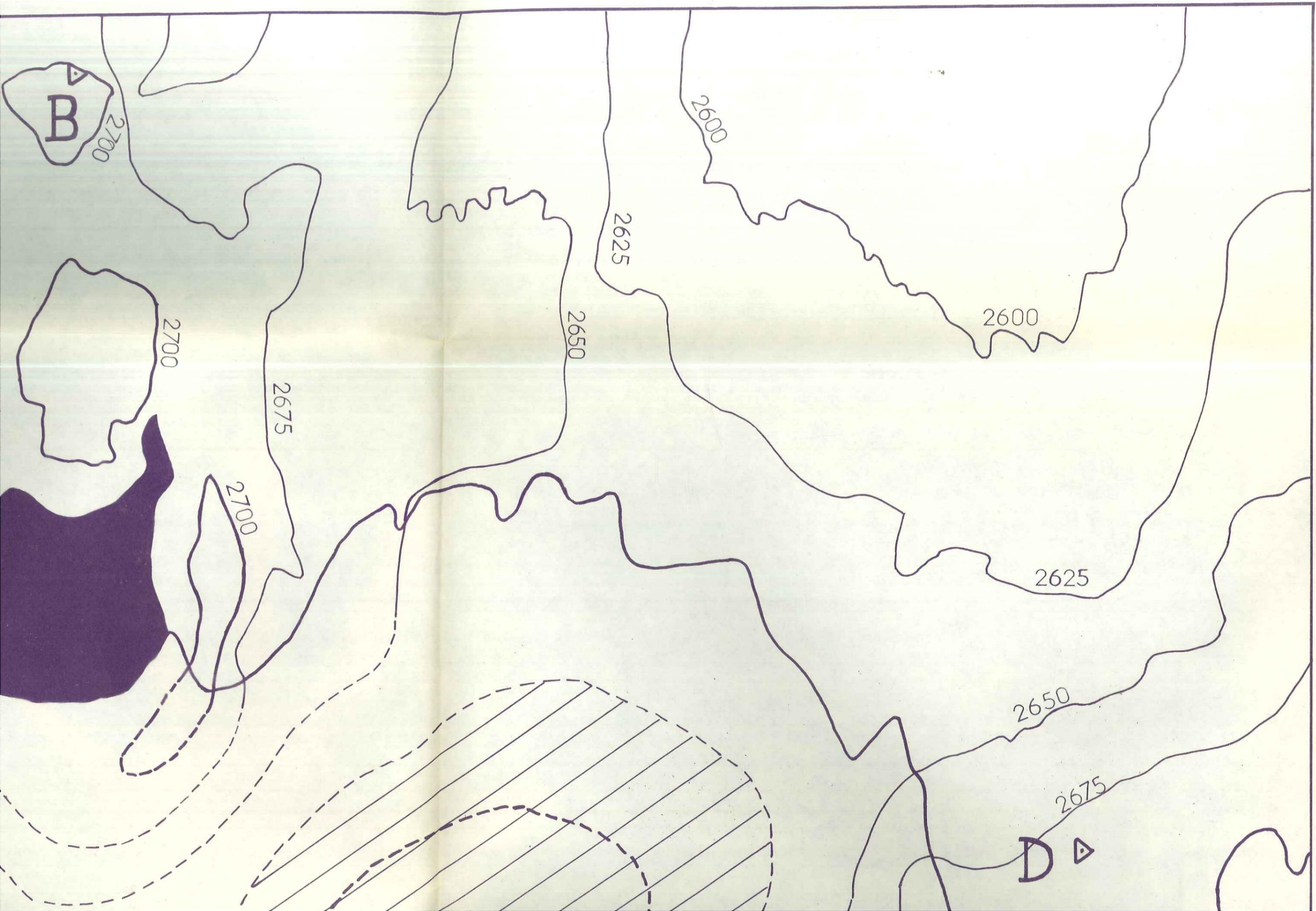
2824

2775

2770

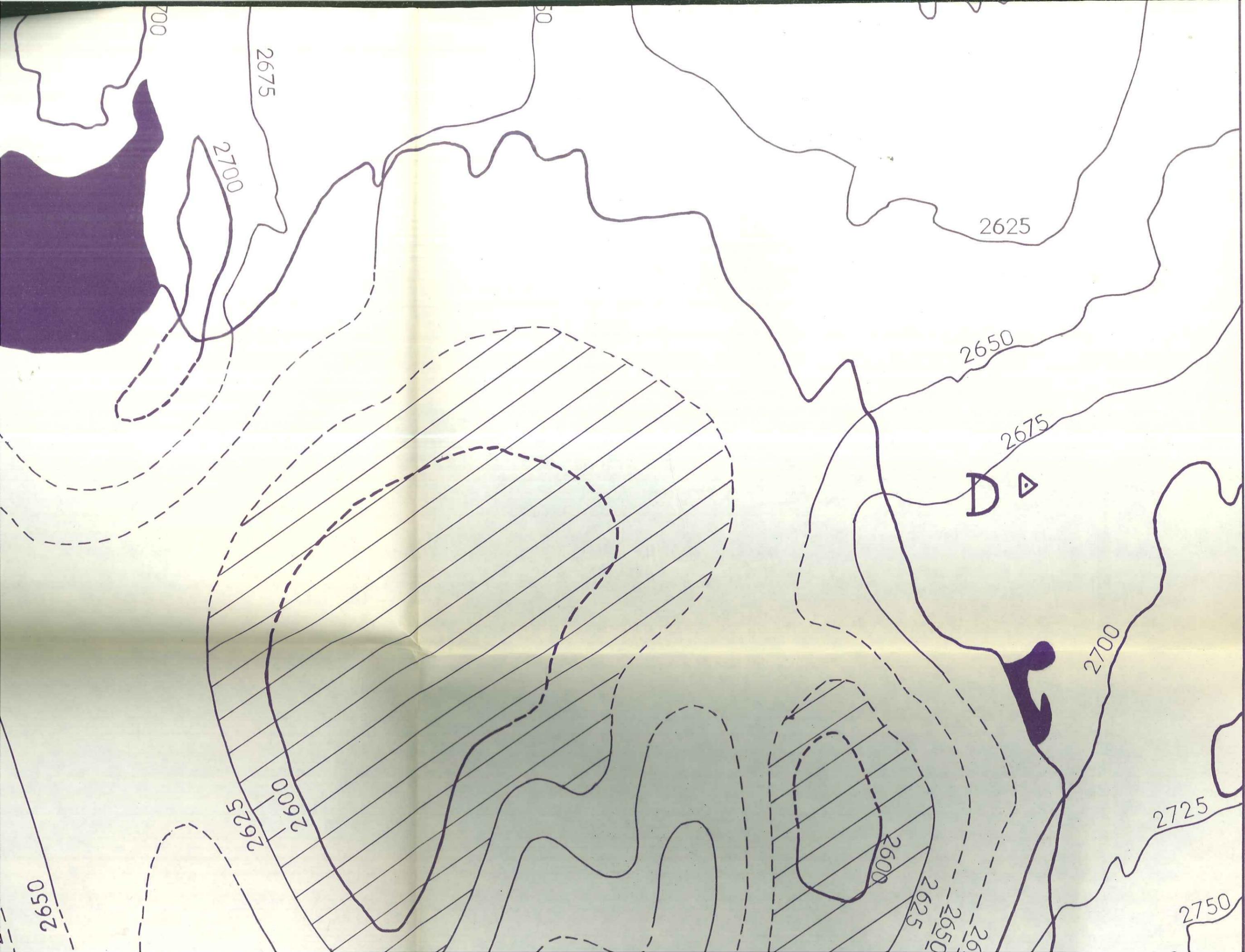
(2870,6)

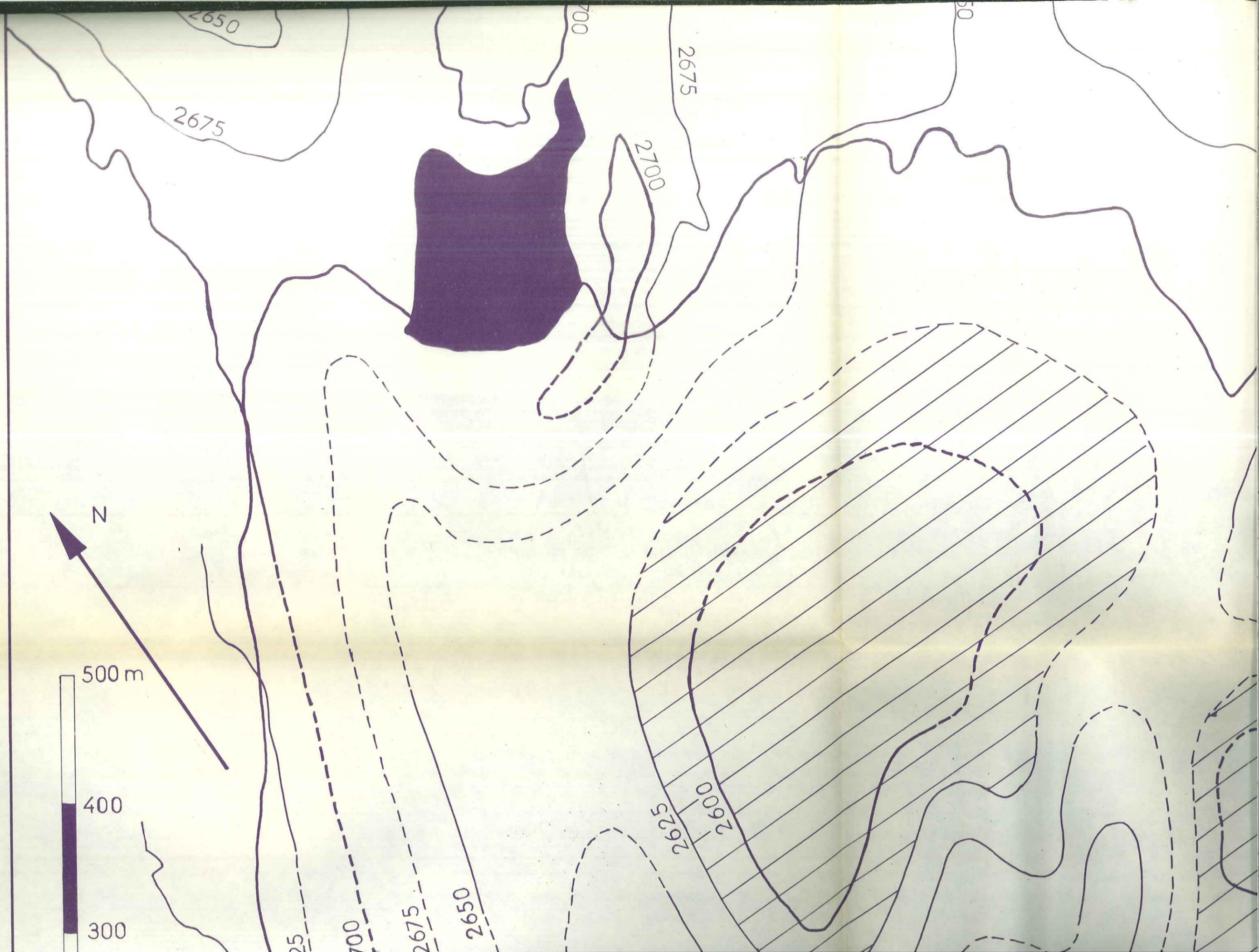
profil d
schem

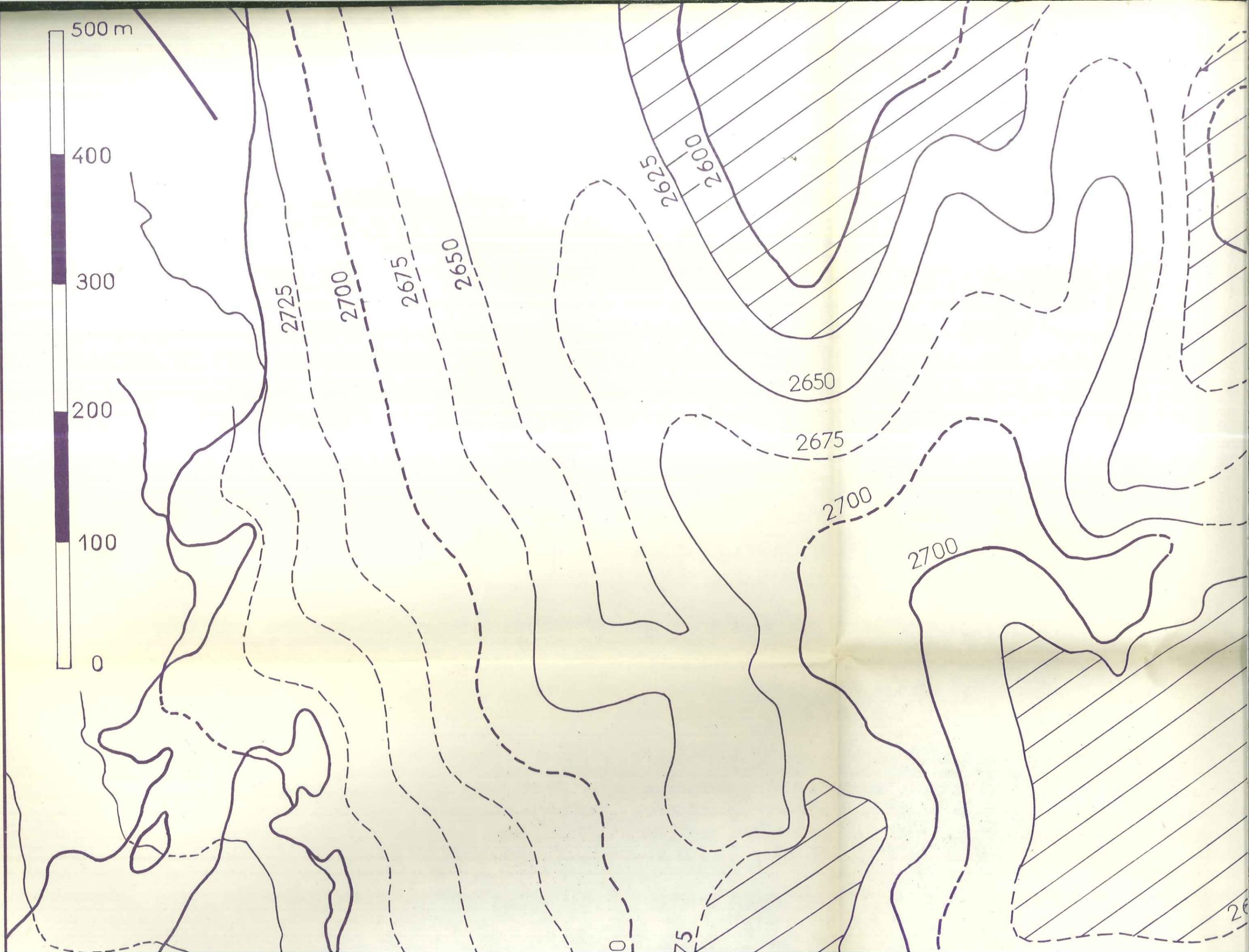
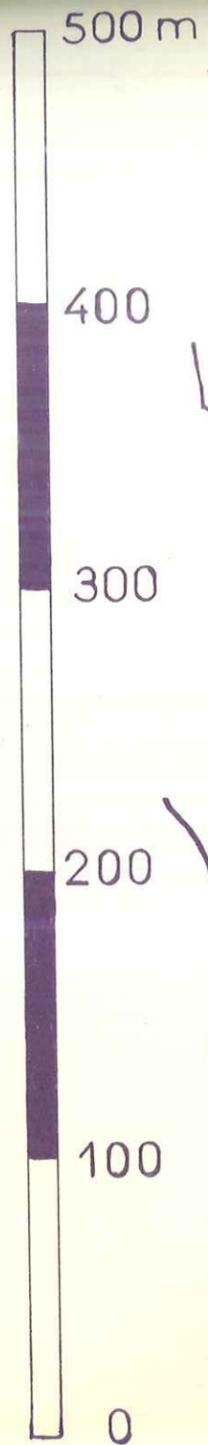


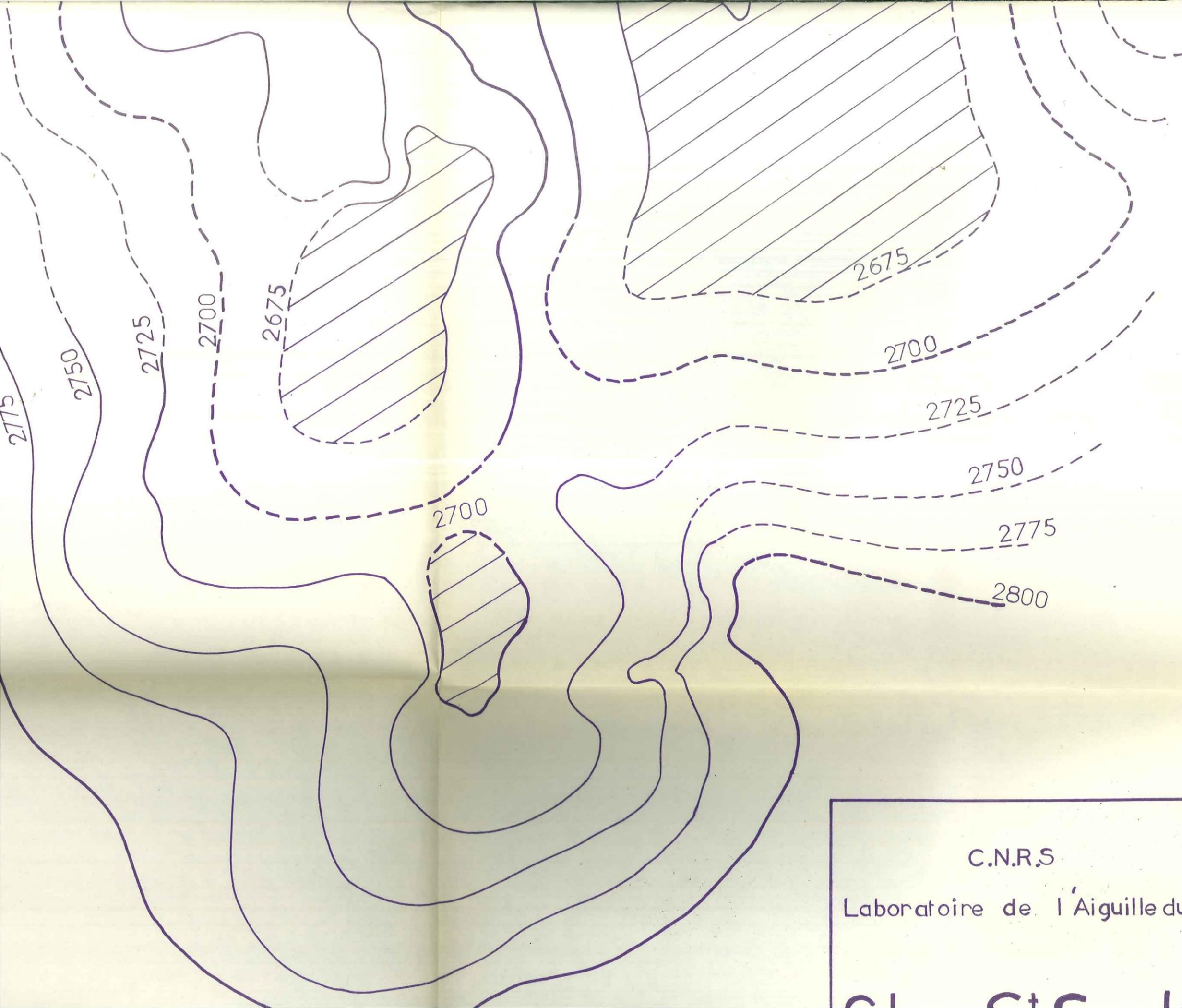


N

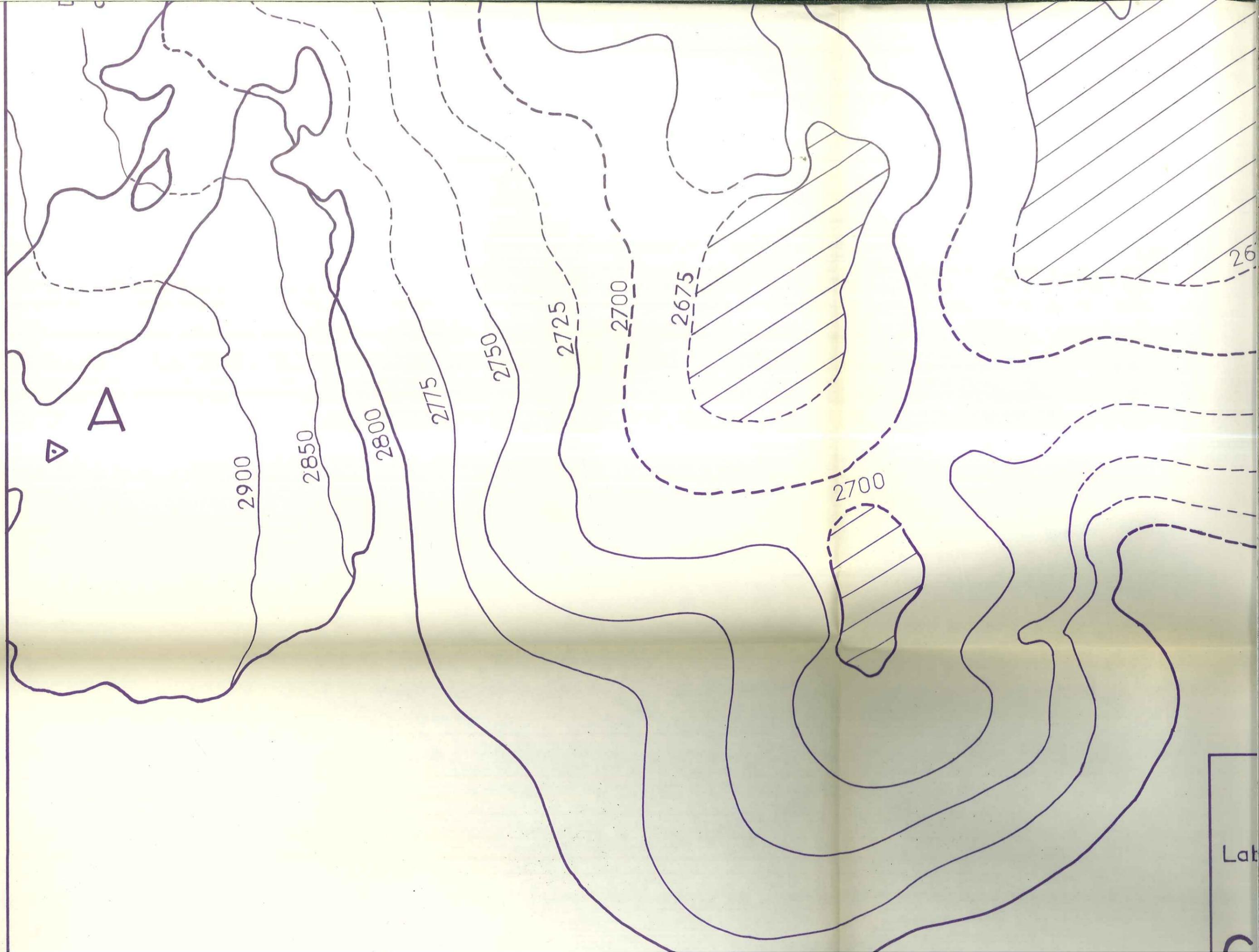






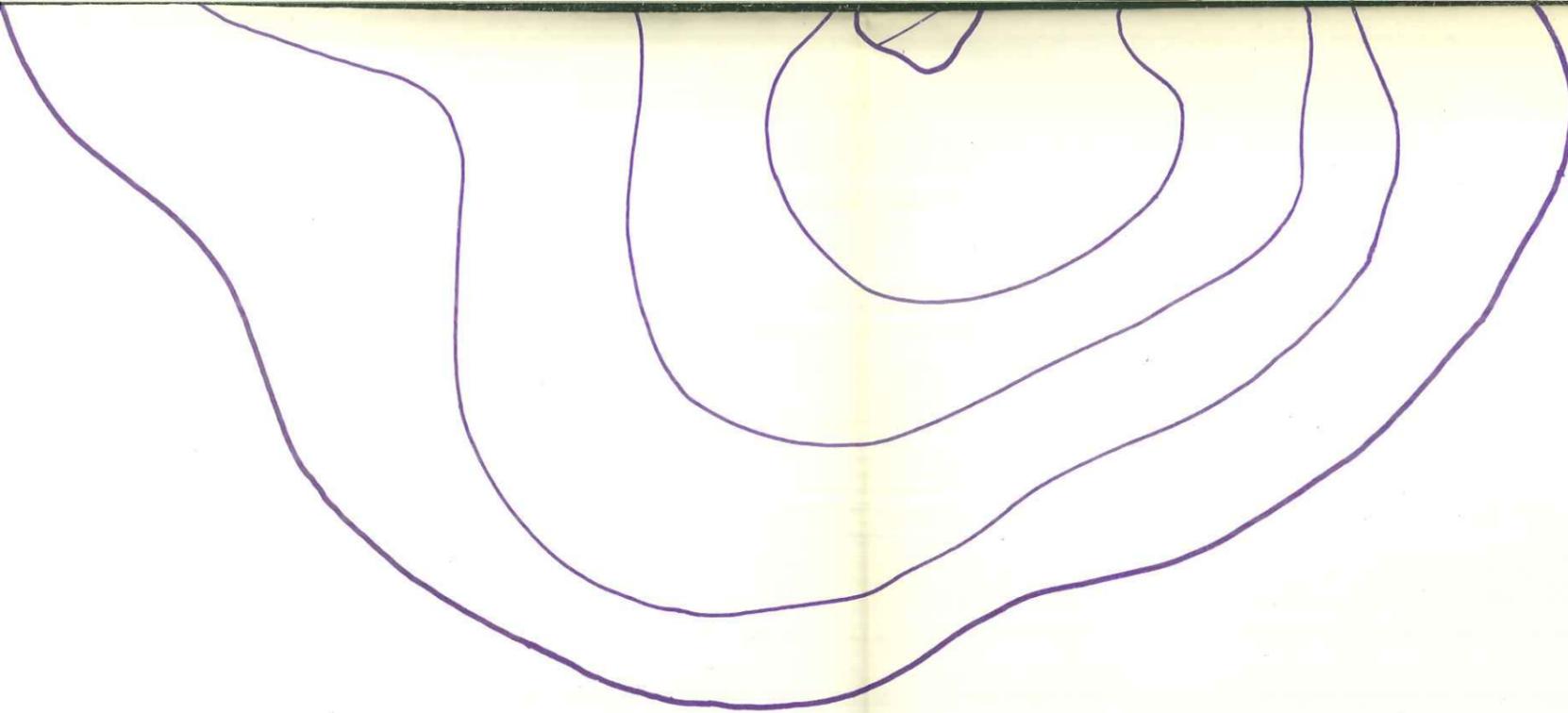


C.N.R.S
Laboratoire de l'Aiguille du Midi
C. L. C. S. L.



Lat

C

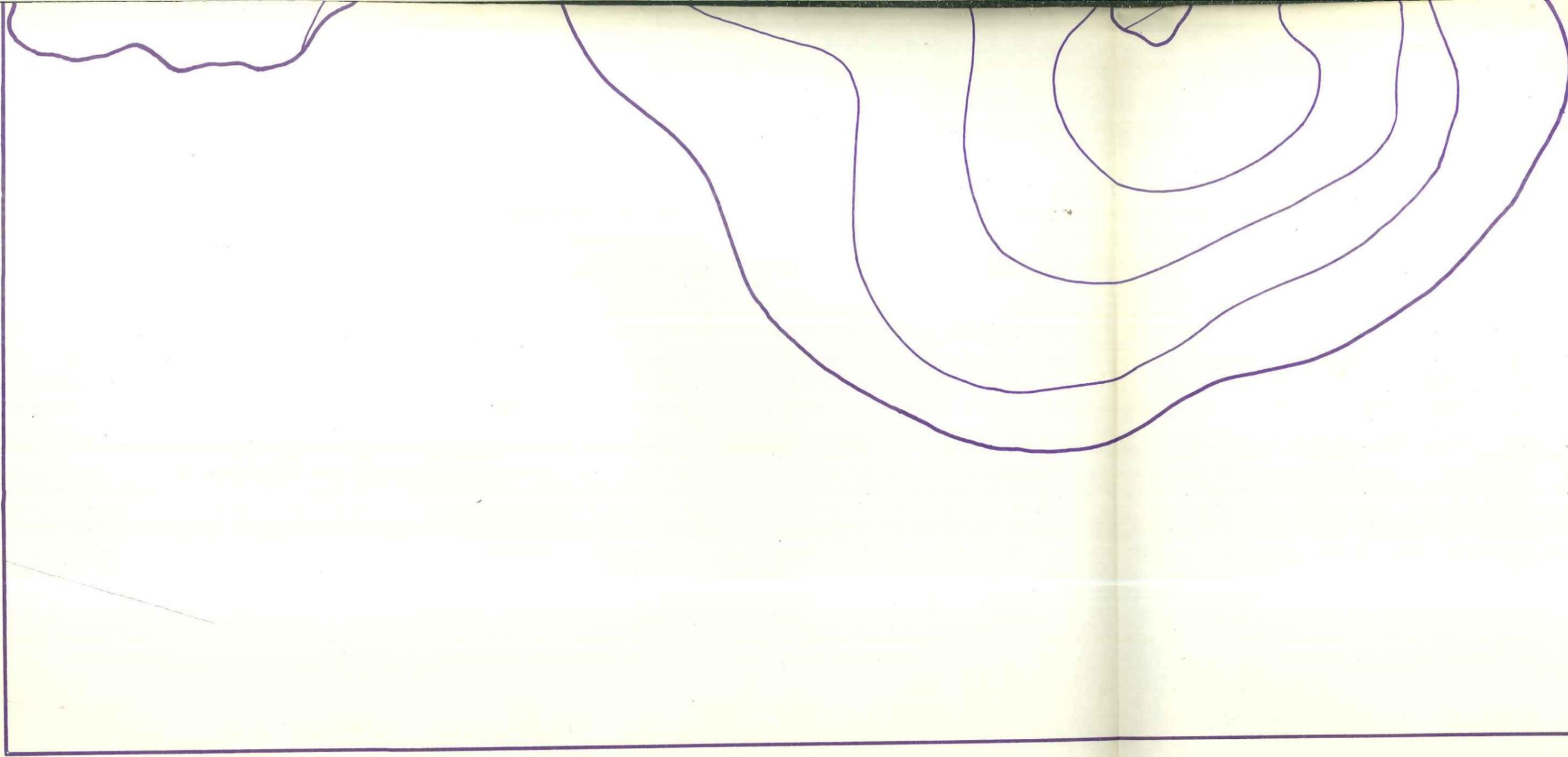


C.N.R.S

Laboratoire de l'Aiguille du Midi

Gl. de St Sorlin

sondages sismiques 1961



Lat
G
S