Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt
Publications de l'Institut Suisse de Météorologie
Pubblicazioni della Centrale Meteorologica Svizzera

1977

38

Diagrammes psychrométriques différenciés en altitude

par Bernard Primault et Jean Quiby

Institut suisse de météorologie, Zurich

551.501.42
551.508.71
SZ ISSN 0080–7346

Diagrammes psychrométriques différenciés en altitude

par
Bernard Primault
et
Jean Quiby

Institut suisse de météorologie, Zurich

S O M M A I R E

1. BUT POURSUIVI

2. FORMULES UTILISEES

2.1. Liste des symboles

2.2. Détermination de la tension de vapeur

2.2.1. Chaleur latente de vaporisation de l'eau

2.2.2. Chaleur latente de sublimation de la glace

2.2.3. Valeur de la chaleur massique de l'air sec à pression constante

2.2.4. Valeur de la chaleur massique de la vapeur d'eau à pression constante

2.3. Détermination de la tension de vapeur saturante

2.4. Détermination de l'humidité relative

2.5. Détermination du point de rosée

3. PRESENTATION DES ABAQUES

4. BIBLIOGRAPHIE

5. APPLICATION

5.1. Exemple 1

5.2. Beispiel 1

5.3. Esempio 1

5.4. Exemple 2

5.5. Beispiel 2

5.6. Esempio 2

Résumé:

La mesure de l'humidité de l'air prend une importance croissante tant en agriculture que dans l'industrie. Les utilisateurs réclamant une plus grande précision, le psychromètre est de plus en plus utilisé. Pourtant, la plupart des tables psychrométriques présentent, pour la pratique, deux défauts majeurs: le calcul préalable de la différence entre les deux températures lues à l'appareil, altitude unique de référence, le niveau de la mer (1000 mbar). Il est certes possible de parer au second de ces défauts par certains calculs indiqués dans les tables. On a voulu supprimer ces deux inconvénients en établissant des diagrammes ne nécessitant plus le calcul de la différence psychrométrique d'une part et établis pour des altitudes échelonnées de 500 en 500 m et couvrant l'intervalle situé entre 500 et 3500 m d'autre part. Pour le calcul de ces diagrammes, une nouvelle formulation a été utilisée qui ne repose plus sur les coefficients psychrométriques habituels indépendants de la température et de l'humidité. Cette nouvelle formulation est plus élaborée et devrait livrer des résultats plus précis surtout pour des conditions météorologiques extrêmes.

Zusammenfassung:

Feuchtigkeitsmessungen spielen in Landwirtschaft und Industrie eine immer grössere Rolle. Da die Benützer eine höhere Genauigkeit verlangen, tritt mehr und mehr das Psychrometer in den Vordergrund. Die üblichen Psychrometertafeln weisen aber für die Praxis zwei Nachteile auf: Es muss zunächst die Differenz zwischen den zwei abgelesenen Temperaturen berechnet werden und die Resultate gelten in der Regel nur für ein bestimmtes Niveau (1000mbar). Dem zweiten Nachteil kann mit Korrekturen begegnet werden. Beide Nachteile lassen sich jedoch vermeiden durch Diagramme, die im Höhenbereich zwischen 500 und 3500m ü.M. für Stufen von je 500m gelten und ohne die Psychrometerdifferenz auskommen. Diese Diagramme wurden unabhängig von den bisher üblichen, von Temperatur und Feuchtigkeit unabhängigen Psychrometerkonstanten berechnet. Die Berechnungsgrundlage ist raffinierter und sollte besonders unter extremen meteorologischen Bedingungen genauere Resultate liefern.

Riassunto:

La misura dell'umidità dell'aria assume un'importanza crescente tanto in agricoltura quanto nell'industria. Gli utilizzatori richiedono una maggiore precisione, per cui lo psicrometro viene sempre più utilizzato. Tuttavia la maggior parte delle tavole psicrometriche presentano, per la pratica, due difetti principali: il calcolo preventivo della differenza tra le due temperature lette sull'istrumento, e l'altitudine unica di riferimento, il livello del mare (1000 mbar). E' certamente possibile far fronte al secondo di questi due difetti grazie ad alcuni calcoli indicati nelle tavole. Si è voluto sopprimere questi due inconvenienti, preparando diagrammi che non richiedono più il calcolo della differenza delle temperature dello psicrometro da una parte e stabilite d'altra parte per altitudini scaglionate di 500 in 500m nell'intervallo tra 500 e 3500 metri. Per il calcolo di questi diagrammi, è stata utilizzata una nuova formulazione, che non si basa più sui coefficienti psicrometrici soliti indipendenti della temperature e dell'umidità. Questa nuova formulazione è più elaborata e dovrebbe dunque fornire risultati più precisi, specialmente per condizioni meteorologiche estreme.

Summary:

For agriculture and industry, the importance of humidity measurements is steadily increasing. As users are always demanding more accuracy, the psychrometer becomes the most used instrument for humidity measurements. However most of the psychrometric tables show two major disadvantages for the users: Firstly the difference between the two temperatures read on the psychrometer has to be previously computed and secondly these tables are generally established only for sea level height (1000 mbar). It is in fact possible to remedy to this latter restriction by means of some additional computations. We have tried to remove both disadvantages, the former by developping diagrams which make unnecessary the computation of the psychrometric difference and the latter by the establisment of one diagram every 500m of heigh difference between the altitudes 500m and 3500m. For the computation of these diagrams, a new formulation has been developped that disregards the use of the usual psychrometric coefficients which are independent of temperature and humidity. In this new formulation, less crude approximations have been used. Therefore these diagrams should give more accurate results first of all for severe meteorological conditions.

1. BUT POURSUIVI

Dans un grand nombre de domaines particuliers, la mesure de l'humidité est impérative qu'il s'agisse de l'industrie des matières hydrophiles (papier, coton par exemple), de l'agriculture, du bâtiment, etc.

L'appareil le plus précis pour la mesure de l'humidité de l'air est le psychromètre ventilé.

Cet instrument remplace de plus en plus les hygromètres à cheveux dans la dotation des postes d'observations. Ainsi, en Suisse, outre les stations synoptiques, 13 stations climatologiques sont déjà équipées.

Cet instrument livre deux températures dont la différence est en quelque sorte une mesure de la "distance jusqu'à la saturation". Néanmoins, exprimer une humidité par les deux températures lues sur le psychromètre est assez peu usuel. On préfère utiliser d'autres grandeurs telles que la tension de vapeur, l'humidité relative ou le point de rosée. Les températures du psychromètre doivent donc être transformées en l'une ou l'autre de ces grandeurs et le chapitre 2 présente les méthodes qui ont été utilisées pour ces transformations.

Dans la pratique climatologique, il suffit de lire à la station les deux thermomètres; on en tirera, après coup et par des calculs effectués par ordinateur, les autres grandeurs mentionnées. Il n'en va pas de même aux stations du réseau synoptique ou à celles du réseau climatologique devant transmettre immédiatement leurs informations sous forme chiffrée; le calcul du paramètre "humidité" doit alors être effectué à la station elle-même.

Jusqu'ici on utilisait pour cela soit des tables psychrométriques permettant par une double entrée de lire directement l'expression voulue de ce paramètre (humidité relative, point de rosée ou tension de vapeur). Dans d'autres cas, on se servait d'abaques pour lesquelles il fallait effectuer tout d'abord une soustraction, c'est à dire calculer la "différence psychrométrique"

Dans un cas comme dans l'autre, les tables et les abaques étaient calculées d'ordinaire pour des altitudes de 400 ou 500 m, correspondant à la plupart des stations des réseaux d'observations. Sitôt qu'on s'éloignait de l'altitude de référence, il était indispensable d'apporter à la valeur lue dans les tables une correction correspondant à la différence d'altitude ou, plus exactement, à la nouvelle pression.

Comme, lors du chiffrage d'un message, le facteur temps joue un rôle important, il n'est pas étonnant de constater de nombreuses erreurs provenant d'une faute de lecture des tables où, voire surtout, d'une faute de calcul de la différence psychrométrique et de l'oubli de la correction d'altitude.

En agriculture, que ce soit dans la lutte contre le gel par aspersion ou dans l'aération des abris pour les animaux domestiques, des mesures exactes de l'humidité de l'air doivent être effectuées à de courts intervalles et de façon aussi exacte que possible, souvent dans des conditions ambiantes difficiles. C'est pourquoi l'usage du psychromètre se répand de plus en plus dans ces milieux. Il en va d'ailleurs de même dans la construction, dans la climatisation, etc.

Pour éviter au praticien de longs calculs ou les erreurs signalées, nous avons pensé qu'il serait utile de posséder des abaques permettant de déterminer le point de rosée et l'humidité relative en partant directement des indications du psychromètre, c'est à dire sans devoir effectuer ni des calculs préalables (différence psychrométrique) ni des corrections spéciales (adaptation à l'altitude).

Les abaques annexées peuvent être utilisées pour n'importe quel type de psychromètre ventilé. Pour les psychromètres du type fronde, il faut veiller à les faire tourner assez rapidement afin d'assurer une ventilation suffisante (2 tours par seconde ou plus).

Concernant le chapitre 2, on notera que pour les chaleurs latentes de vaporisation de l'eau et de sublimation de la glace ainsi que pour les chaleurs massiques de l'air sec et de la vapeur d'eau, toutes deux dans le cas isobarique, une valeur constante a été adoptée lorsque la variation de ces grandeurs, dans leur domaine d'utilisation en météorologie, est inférieure à 1%. Pour les autres grandeurs, les interpolations effectuées donnent des valeurs dont la précision est supérieure à 1% dans leur domaine d'utilisation en météorologie.

2. FORMULES UTILISEES

2.1. Liste des symboles

c_p = chaleur massique de l'air humide ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)

c_{pd} = chaleur massique de l'air sec ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)

c_{pv} = chaleur massique de la vapeur d'eau ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)

e = tension de vapeur dans l'air humide (mbar)
e_s = tension de vapeur saturante pour la température T (mbar)
e'_s = tension de vapeur saturante pour la température T' (mbar)
ε = rapport des poids moléculaires de la vapeur d'eau à l'air sec (-)
L_s = chaleur latente de sublimation de la glace (J kg^{-1})
L_v = chaleur latente de vaporisation de l'eau (J kg^{-1})
p = pression de l'air humide (mbar)
r = rapport de mélange pour e et p (-)
r'_s = rapport de mélange de saturation pour T' et p (-)
T = température du thermomètre sec (K)
T' = température du thermomètre mouillé (K)
T_d = point de rosée (K)
U = humidité relative (-)

2.2. Détermination de la tension de vapeur

A l'état d'équilibre, nous supposons que m_1 est la masse d'air humide à la température T qui est refroidie à pression constante jusqu'à la température T' par le bulbe du thermomètre mouillé. En se refroidissant, cette masse d'air donne à l'eau du thermomètre mouillé une quantité d'énergie E égale à

$$dE = -m_1 c_p(T,e,p)\,dT \qquad dT < 0 \qquad (1)$$

$$E = -m_1 \int_{T}^{T'} c_p(T,e,p)\,dT \qquad (2)$$

Cette énergie E permet l'évaporation d'une masse d'eau W égale à

$$W = \frac{E}{L_v(T')} \qquad (3)$$

Lorsque le bulbe du thermomètre mouillé est recouvert de glace, ce n'est plus la chaleur latente de vaporisation de l'eau L_v qui doit être considérée, mais la chaleur latente de sublimation de la glace L_s.
Nous supposons que la masse de vapeur d'eau W va saturer une masse d'air humide m_2 égale à $m_1 + W$.
A la saturation de la masse m_2 l'on aura

$$r'_s = \frac{M_v + W}{M_d} \qquad (4)$$

M_d = masse d'air sec de la masse m_1

M_v = masse de vapeur d'eau de la masse m_1

r'_s = rapport de mélange de saturation à la température T' et à la pression p par rapport à la glace ou à l'eau suivant que l'eau du thermomètre mouillé est gelée ou non.

En remplaçant W par sa valeur (3) et en notant que $\frac{m_1}{M_d} = 1 + r$, la relation (4) peut s'écrire

$$r'_s = r + \frac{1 + r}{L_v(T')} \int_{T'}^{T} c_p(T,e,p)\,dT \qquad (5)$$

2.2.1. Chaleur latente de vaporisation de l'eau

Entre -10C et +40C, la différence entre la plus grande (-10C) et la plus faible (+40C) des valeurs de L_v représente le 4.9% de la valeur la plus faible [1] et on remarque que la décroissance de L_v est quasi-linéaire dans cet intervalle. En conséquence L_v a été approchée par une droite passant par les points (T_1, L_{v1}) et (T_2, L_{v2}) définis par T_1 = -10C et T_2 = +40C.

$$L_v(T) = -2370.0\ T + 3.14837 \times 10^6 \qquad (6)$$

$$[L_v] = J\ kg^{-1} \qquad [T] = K$$

2.2.2. Chaleur latente de sublimation de la glace

Entre 0C et -40C, la différence entre la plus grande de la plus faible des valeurs de L_s ne représente que le 0.2% de la valeur la plus faible [1]. En conséquence une valeur constante sera admise pour L_s.

$$L_s = 2.835 \times 10^6\ J\ kg^{-1} \qquad (7)$$

L'expression (1) peut s'écrire :

$$dE = -M_d c_{pd}(T,p-e)\,dT - M_v c_{pv}(T,e)\,dT \qquad (8)$$

ce qui donne en faisant l'approximation $r = \frac{M_v}{m_1}$

$$\int_{T'}^{T} c_p(T,e,p)\,dT = \frac{1}{1+r}\left\{\int_{T'}^{T} c_{pd}(T,p-e)\,dT + r\int_{T'}^{T} c_{pv}(T,e)\,dT\right\} \qquad (9)$$

2.2.3. Valeur de la chaleur massique de l'air sec à pression constante

La variation de c_{pd} dans le domaine 300mbar $\leqslant p \leqslant$ 1000mbar et -40C $\leqslant T \leqslant$ +40C est très faible [2].

La différence entre la plus grande et la plus faible des valeurs de c_{pd} dans le domaine défini ci-dessus ne représente que le 0.3% de la valeur la plus faible. En conséquence une valeur constante sera admise pour c_{pd} :

$$c_{pd} = 1006 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \qquad (10)$$

2.2.4. Valeur de la chaleur massique de la vapeur d'eau à pression constante

En considérant les valeurs de c_{pv} entre -40C $\leqslant T \leqslant$ +40C dans le cas de la saturation [3], on obtient une différence de 51.08 J kg^{-1} K^{-1} entre la valeur la plus grande (+40C) et la plus faible (-40C , saturation par rapport à l'eau surfondue). Cette différence représente les 2.8% de la valeur la plus faible.

Les valeurs de c_{pv} ont été approchées par un plan passant par les 3 points (T_i, e_{si}, c_{pvi}), i = 1,2,3 définis par T_1 =-20C, T_2 =+10C et T_3 =+30C. L'équation de ce plan est :

$$c_{pv} = 0.39600T + 0.40378e + 1759.44 \qquad (11)$$

$$[c_{pv}] = \text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad [T] = \text{K} \quad [e] = \text{mbar}$$

Posons : $A = 0.39600$, $B = 0.40378$, $D = 1759.44$

En tenant compte des relations (10) et (11), la relation (9) devient :

$$\int_{T'}^{T} c_p(T,e,p)\,dp = \frac{1}{1+r}\left[c_{pd}(T-T') + r\left\{\frac{A}{2}(T^2-T'^2) + (Be+D)(T-T')\right\}\right] \qquad (12)$$

En remplaçant dans (5) et en notant que $r = \frac{\varepsilon e}{p-e}$ et que $r'_s = \frac{\varepsilon e'_s}{p-e'_s}$ on obtient

$\varepsilon = 0,62198$

une équation polynômiale du deuxième degré

$$ae^2 + be + c = 0 \qquad \text{où}$$

$$a = \frac{B\,\varepsilon}{L_v(T')}\,(T - T')$$

$$b = \frac{A\,\varepsilon}{2L_v(T')}\,(T^2 - T'^2) + \left\{\frac{D - c_{pd}}{L_v(T')}\right\}(T-T') + \frac{\varepsilon\, e'_s}{p - e'_s} + \varepsilon$$

$$c = \frac{c_{pd}\,p}{L_v(T')}\,(T-T') - \frac{\varepsilon\, e'_s p}{p - e'_s}$$

Un simple calcul montre que la racine qui doit être choisie est

$$e = \frac{-b + \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a} \tag{13}$$

L_v (T'), respectivement L_s (T'), est donné par la relation (6), respectivement (7).

2.3. Détermination de la tension de vapeur saturante

Lorsque le bulbe du thermomètre mouillé est recouvert d'eau, e'_s est la tension de vapeur saturante au-dessus de l'eau; lorsqu'il est recouvert de glace, e'_s est la tension de la vapeur saturante au-dessus de la glace.

Pour le calcul de ces tensions, nous avons choisi les formules adoptées par l'Organisation Météorologique Mondiale [4].

Au-dessus de l'eau, nous avons

$$e'_s = 10 \exp\left\{10.79574(1-(T_1/T')) - 5.02800\log_{10}(T'/T_1) + 1.50475 \times 10^{-4}(1-10^{a}) + 0.42873 \times 10^{-3}(10^{b}-1) + 0.78614\right\} \tag{14}$$

$T_1 = 273.16$ $\qquad [e'_s] = \text{mbar}$, $[T'] = K$

$a = 8.2969(1-(T'/T_1))$

$b = 4.76955(1-(T_1/T'))$

Au-dessus de la glace

$$e'_s = 10 \exp\left\{9.09685(1-(T_1/T')) - 3.56654\log_{10}(T_1/T') + 0.87682(1-(T'/T_1)) + 0.78614\right\} \quad (15)$$

$T_1 = 273.16$ $\qquad$ $[e'] = \text{mbar}$, $[T'] = K$

2.4. Détermination de l'humidité relative

L'humidité relative U est définie par l'expression sans dimension

$$U = \frac{e}{e_s(T)} \cdot 100 \quad (16)$$

où e est la tension de vapeur dans l'air humide - donnée par la formule (13) - et e_s est la tension de vapeur saturante au-dessus de l'eau, obtenue en remplaçant dans (14) e'_s par e_s et T' par T. Par convention, c'est toujours la tension de la vapeur saturante par rapport à l'eau qui doit être considérée dans le calcul de l'humidité relative [5]. Il s'ensuit que lorsque le bulbe du thermomètre mouillé est recouvert de glace et que l'air est saturé (T=T'), on a une humidité relative inférieure à 100%.

2.5. Détermination du point de rosée

Le point de rosée est une température. C'est la température pour laquelle une parcelle d'air humide devient saturée lorsqu'elle est refroidie à pression constante.

Comme dans le cas de l'humidité relative, c'est uniquement la saturation par rapport à l'eau qui doit être considérée [6]. Il s'ensuit que lorsque l'air a une température négative (T<0) et est saturé par rapport à la glace (T=T' et thermomètre humide recouvert de glace), le point de rosée n'est pas égal à la température des thermomètres sec et mouillé, mais lui est inférieur.

C'est donc à partir de la relation donnant la tension de vapeur saturante au-dessus de l'eau (14) que se calcule le point de rosée. Dans cette relation e'_s est remplacé par e , T' est remplacé par T_d et cette nouvelle équation doit être résolue par rapport à T_d qui est maintenant une fonction de e .

On a une relation de la forme

$$e = 10 \exp(\phi(T_d)) \quad (17)$$

qui peut s'écrire

$$\phi\ (T_d) - \log_{10} e = 0 \qquad (18)$$

La recherche des valeurs de T_d satisfaisant cette relation a été faite par la méthode d'approximation de Newton [7].

3. PRESENTATION DES ABAQUES

Comme nous l'avons vu au chap. 1., le but poursuivi ici était principalement de simplifier au maximum la tâche de l'observateur ou du praticien si bien qu'il fallait réduire autant que faire se pouvait les éléments de base (calcul, échelle, etc.)

Nous basant sur des études antérieures [8], nous en avons repris l'élément essentiel à savoir réduire les entrées et sorties à deux échelles et adopter une représentation graphique la plus claire possible.

La place occupée par les abaques devant rester restreinte pour les rendre maniables, nous avons adopté une échelle logarithmique pour les températures, que ce soit celle du thermomètre sec, celle du thermomètre mouillé ou celle du point de rosée et à un système de coordonnées obliques pour les deux premières.

Ainsi, en entrant dans le graphique obliquement du haut à gauche vers la droite en bas avec la température sèche et du bas à gauche vers le haut à droite avec la température du thermomètre mouillé, on obtient un point d'intersection à partir duquel il est facile, en suivant les courbes, de lire soit le point de rosée sur la même échelle que les deux températures précédentes, soit l'humidité relative au haut du dessin (fig. 1.).

En choisissant l'abaque dont l'altitude est la plus proche de celle de l'observateur, il sera aisé de procéder à une évaluation exacte du facteur "humidité". En considérant l'état de l'eau imbibant la mousseline (eau ou glace), l'observateur choisira soit l'abaque de gauche, soit celle de droite.

4. BIBLIOGRAPHIE

[1] Iribarne J.V. and Godson W.L. — "Atmospheric Thermodynamics" Reidel Publishing Company 1973 p. 215

[2] Iribarne J.V. and Godson W.L. — "Atmospheric Thermodynamics" Reidel Publishing Company 1973 p. 24

[3] Iribarne J.V. and Godson W.L. — "Atmospheric Thermodynamics" Reidel Publishing Company 1973 p. 70

[4] Organisation Météorologique Mondiale — "Tables météorologiques internationales" 1966, Introduction 4.6/7-1

[5] Organisation Météorologique Mondiale — "Guide des instruments et des observations météorologiques" 4e édition 1973, p. V.27, point 17

[6] Organisation Météorologique Mondiale — "Guide des instruments et des observations météorologiques" 4e édition 1973, p. V.26, point 12

[7] Courant R. — "Differential and Integral Calculus" Blackie and Son Ltd Second Edition 1970, Vol 1, p. 355

[7] Smirnov V — "Cours de mathématiques supérieures" Editions Mir 1969, Tome 1, p. 478

[8] Primault B. und Kuhn W. — "Graphische Tafel zur Bestimmung von Taupunkt und relativer Feuchtigkeit aus den Angaben eines Psychrometers" Wetter und Leben, 13.Jahrgang, 1961:74-76

5. APPLICATION

5.1. Exemple 1.

En un point situé à 675m d'altitude, un observateur a lu 21,5°C au thermomètre sec de son psychromètre et 15,4°C au thermomètre mouillé.

- Cet observateur recherchera tout d'abord la paire de diagrammes dont le niveau de référence est le plus proche de l'altitude de son lieu d'observation. Il choisira celle de 500m (500 étant plus voisin de 675 que 1000).
- Des deux diagrammes, il prendra celui de gauche en considération (eau au thermomètre mouillé). En effet, par de telles températures, il ne peut y avoir de la glace.
- Partant de 21,5 (température du thermomètre sec T) sur l'échelle verticale, il descendra de la gauche en haut vers la droite en bas et de 15,4 (température du thermomètre mouillé T'), il remontera de la gauche en bas vers la droite en haut jusqu'au point d'intersection des deux droites (voir Fig. 1. en brun).
- De ce point, il descendra vers la gauche en bas entre les lignes vertes jusqu'à l'échelle verticale où il lira 11,6°C, ce qui est la température du point de rosée (T_d)
- Du même point d'intersection, il remontera vers le haut de la figure entre les lignes rouges jusqu'à l'échelle oblique où il lira 54%, ce qui est l'humidité relative (U).

5.2. Beispiel 1.

Ein Beobachter liest in einer Höhe von 675 M.ü.M. folgende Zahlen an seinem Psychrometer ab: 21,5°C am trockenen Thermometer und 15,4°C am feuchten Thermometer.

- Dieser Beobachter wird zuerst das Diagrammpaar aussuchen, dessen Referenzniveau seiner Höhe am nächsten liegt. Er wird dasjenige von 500m wählen (500m liegt näher bei 675 als 1000).
- Von den zwei Diagrammen wird er dasjenige links im Auge behalten (Wasser am feuchten Thermometer). Bei solchen Temperaturen ist Eis unmöglich.
- An der vertikalen Skala liest er 21,5 ab. (Temperatur des trockenen Thermometers T). Von dort geht er von links/oben gegen rechts/unten parallel zu den braunen Linien (siehe Fig. 1.). Von 15,4 (Temperatur des feuchten Thermometers T') der selben Skala geht er von links/unten gegen rechts/oben ebenfalls parallel zu den braunen Linien bis zum Schnittpunkt mit der ersten Operation.
- Von diesem Punkt aus fährt er längs der grünen Linien gegen links hinunter bis zur braunen vertikalen Skala, wo er 11,6 abliest. Dies ist der Taupunkt (T_d).
- Vom selben Schnittpunkt aus fährt er längst der roten Linien hinauf bis zur schrägen roten Skala, wo er 54% liest. Dies ist die relative Feuchtigkeit (U).

5.3. Esempio 1.

In un punto situato a 675m di altitudine, un osservatore ha letto 21,5°C al termometro asciutto dello psicrometro e 15,4°C al termometro umido.

- Questo osservatore sceglierà prima di tutto il paio di diagrammi il cui livello di riferimento si avvicina maggiormente all'altitudine del luogo in cui è stata effettuata la misura. Prenderà il paio corrispondente a 500m (siccome 500 è più vicino a 675 di quanto non lo sia 1000).
- Dei due diagrammi prenderà in considerazione quello di sinistra (acqua al termometro inumidito). Infatti, a tali temperature, non vi può essere ghiaccio.
- Partendo da 21,5 (temperatura del termometro asciutto T) sulla scala verticale, ascenderà dalla sinistra in alto verso la destra in basso e da 15,4 (temperatura del termometro T') rimonterà dalla sinistra in basso verso la destra in alto fino al punto di intersezione delle due rette (vedere la Fig. 1 in bruno).
- Da questo punto, scenderà verso la sinistra in basso tra le linee verdi fino alla scala verticale dove leggerà 11,6°C, che à la temperatura del punto di rugiada (T_d).
- Dallo stesso punto di intersezione, rimonterà verso l'alto della figura tra i limiti rossi fino alla scala obliqua dove leggerà 54%, che è l'humidità relativa (U).

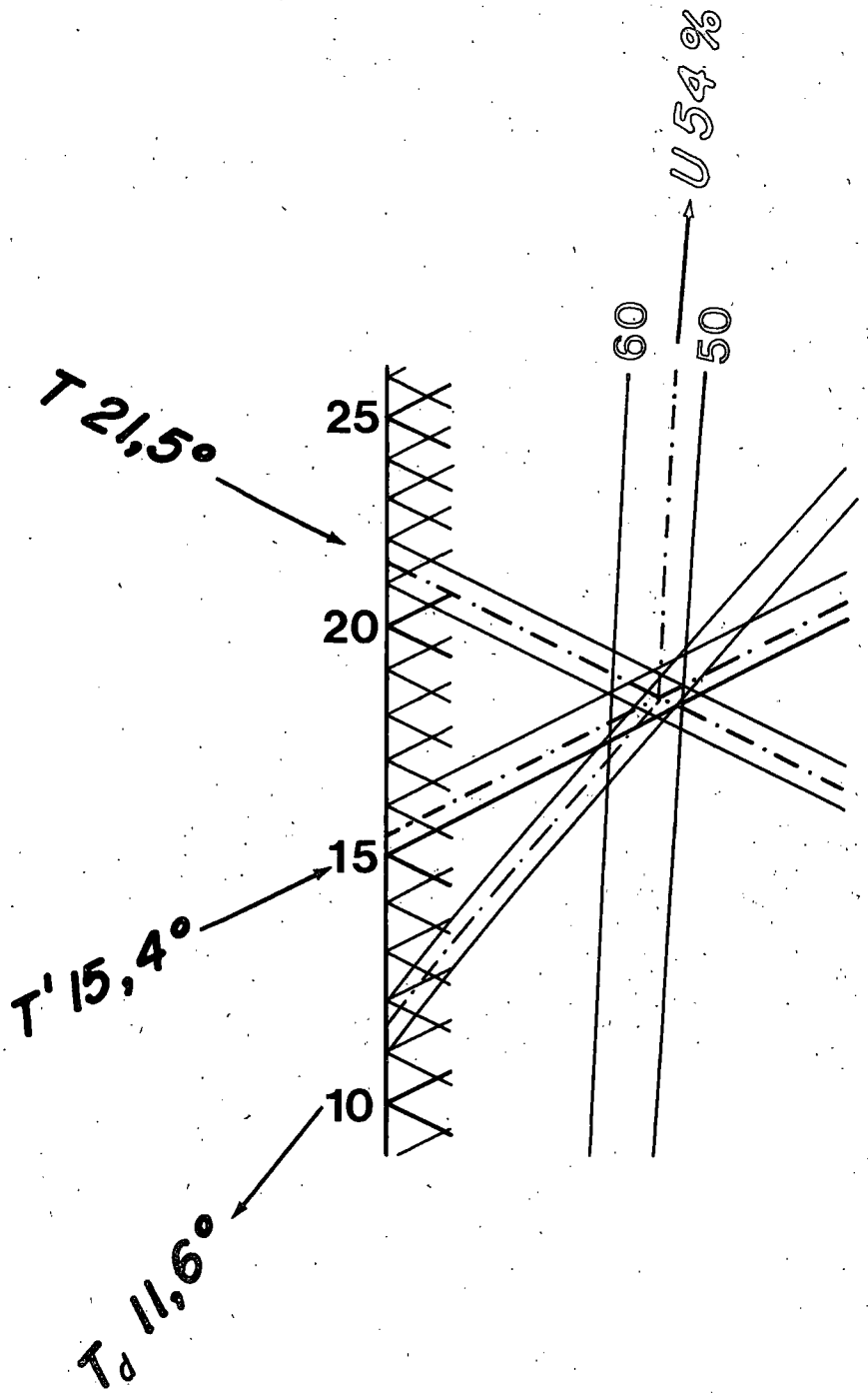


Fig. I. Exemple I.

5.4. Exemple 2.

Aux paragraphes 2.4. et 2.5., nous avons indiqué que, par convention, l'on utilisait toujours la tension de vapeur saturante par rapport à l'eau dans les calculs tant du point de rosée que de l'humidité relative, même lorsque le thermomètre mouillé est recouvert de glace. Dans ce dernier cas, lorsque l'air est saturé (c'est à dire lorsque les deux thermomètres indiquent la même valeur) le calcul donne une humidité relative inférieure à 100% et un point de rosée inférieur aux températures des thermomètres sec et mouillé. Ainsi, dans les graphiques se rapportant à la glace au thermomètre mouillé, il a fallu faire figurer une seconde échelle de températures pour les points de rosée (T_d).
- Si, comme précédemment, on a T = -17,7° et T' = -18,4°, on procédera comme dans le premier exemple, mais la lecture du point de rosée se fera à l'aide des chiffres verts. On lira alors -24,9° pour T_d (voir figure 2.).

5.5. Beispiel 2.

In den Abschnitten 2.4. und 2.5. wurde darauf hingewiesen, dass stets die Sättigungsspannung in bezug auf Wasser der Berechnung der relativen Feuchtigkeit und des Taupunktes zugrundegelegt wird, und zwar auch dann, wenn die Hülle des feuchten Thermometers mit Eis bedeckt ist. Zeigen in diesem Fall beide Thermometer die gleiche Temperatur an, so heisst dies, dass die Luft in bezug auf Eis mit Feuchtigkeit gesättigt ist; dennoch beträgt in diesm Fall die relative Feuchtigkeit etwas weniger als 100% und liegt der Taupunkt etwas unterhalb der Temperatur beider Thermometer. Aus diesem Grunde musste eine besondere Taupunkt-Skala für den Fall der Eisbildung auf dem feuchten Thermometer eingefügt werden.
- Liest man an den beiden Thermometern beispielsweise T = -17,7° und T' = -18,4° ab, so verfährt man wie im 1. Beispiel, bestimmt jedoch den Taupunkt T_d anhand der grünen Zahlen. Das Ergebnis lautet T_d = -24,9° (s. Fig. 2.).

5.6. Esempio 2.

Ai paragrafi 2.4. e 2.5. abbiamo indicato che, per convenzione, si utilizza sempre la tensione del vapore saturante per rapporto all'acqua tanto per il calcolo del punto di rugiada quanto per l'umidità relativa, anche quando il termometro umido è ricoperto di ghiaccio. In quest'ultimo caso, quando l'aria è satura - cioè quando i due termometri indicano lo stesso valore - il calcolo fornisce una umidità relativa inferiore al 100% e un punto di rugiada inferiore alle temperature dei due termometri. Per cui nei grafici concernenti il ghiaccio sul termometro umido, si è dovuto far figurare una seconda scala delle temperature per i punti di rugiada (T_d).
- se, come precedentemente, si ha T = -17,7° e T' = -18,4°, si procederà come nel primo esempio, ma la lettura del punto di rugiada si farà mediante i numeri verdi. Si leggerà allora -24,9° per T_d (vedi figura 2.).

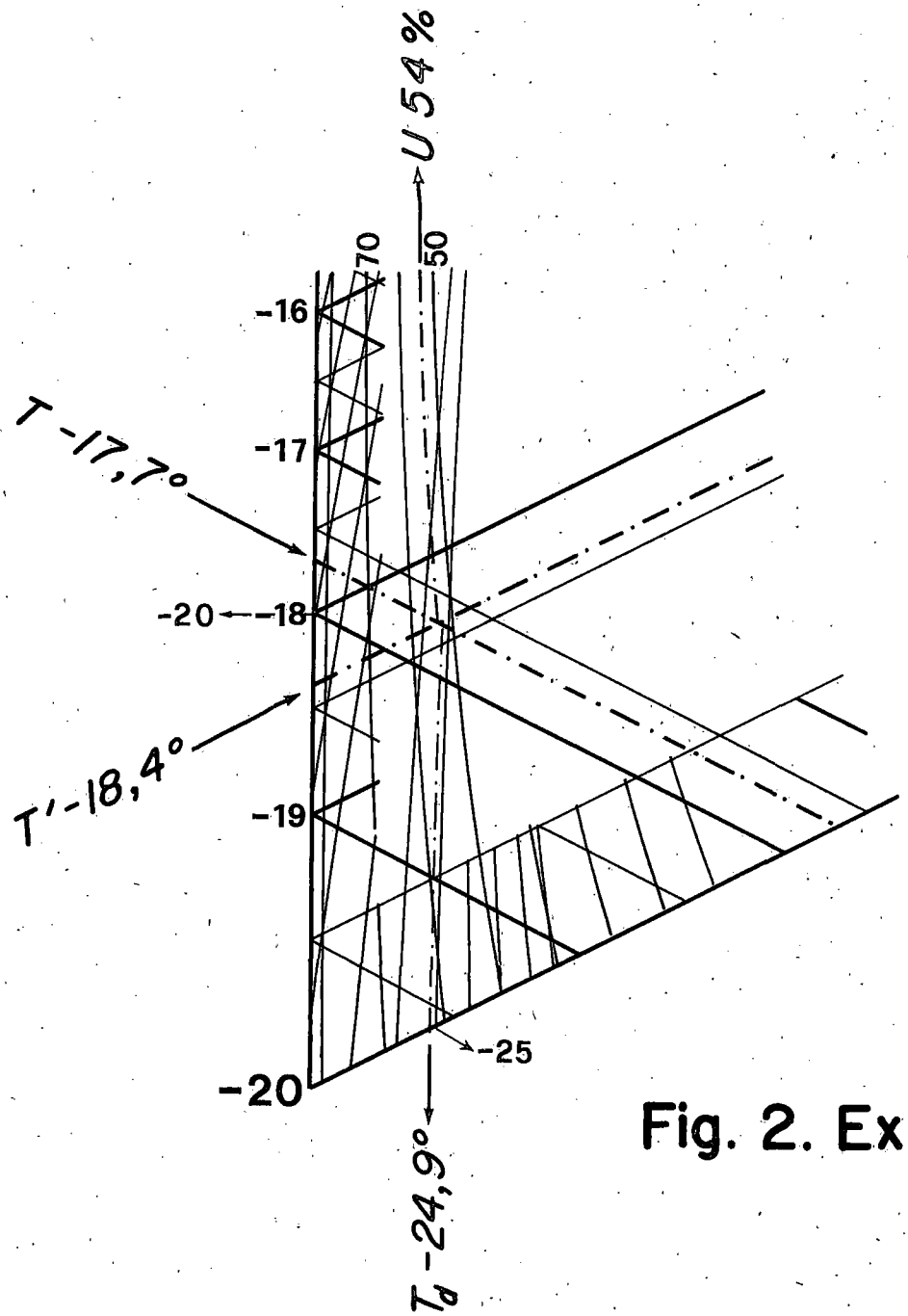
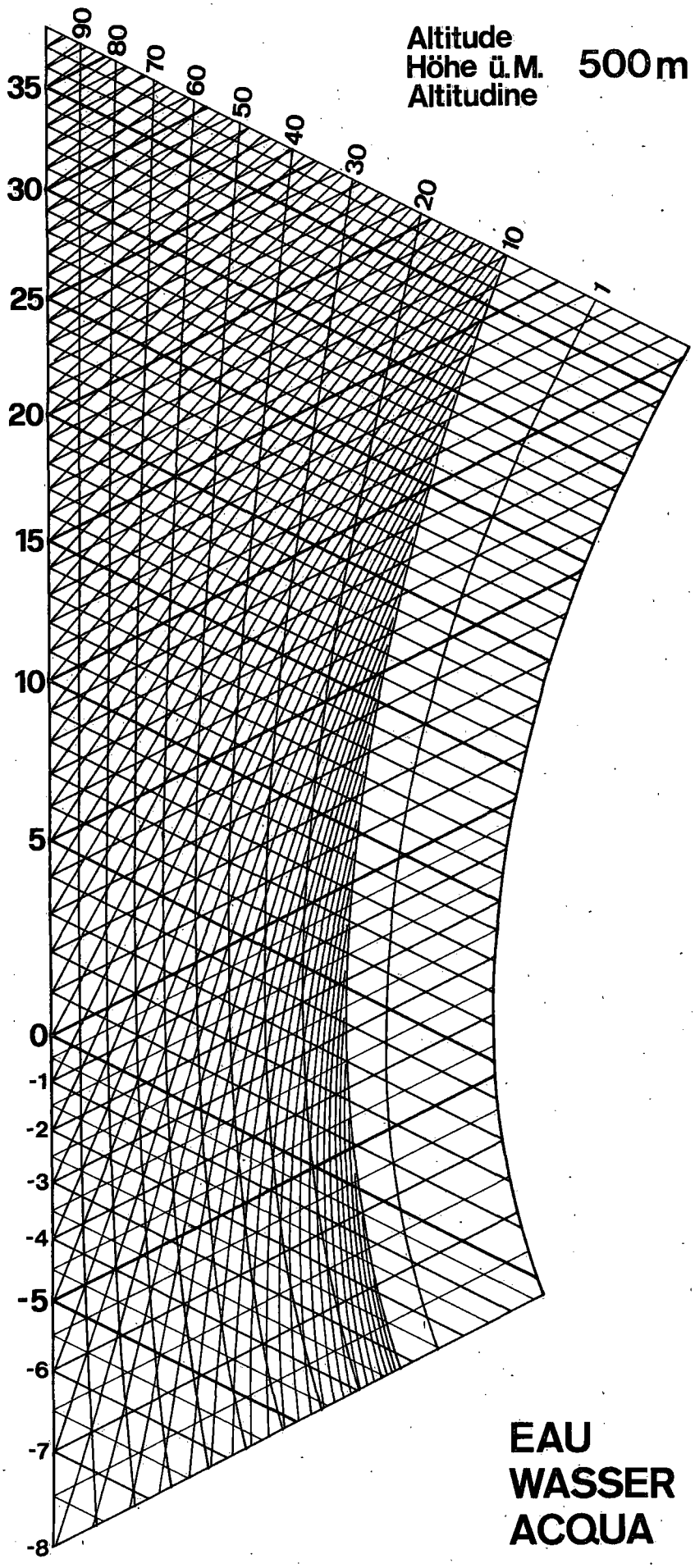
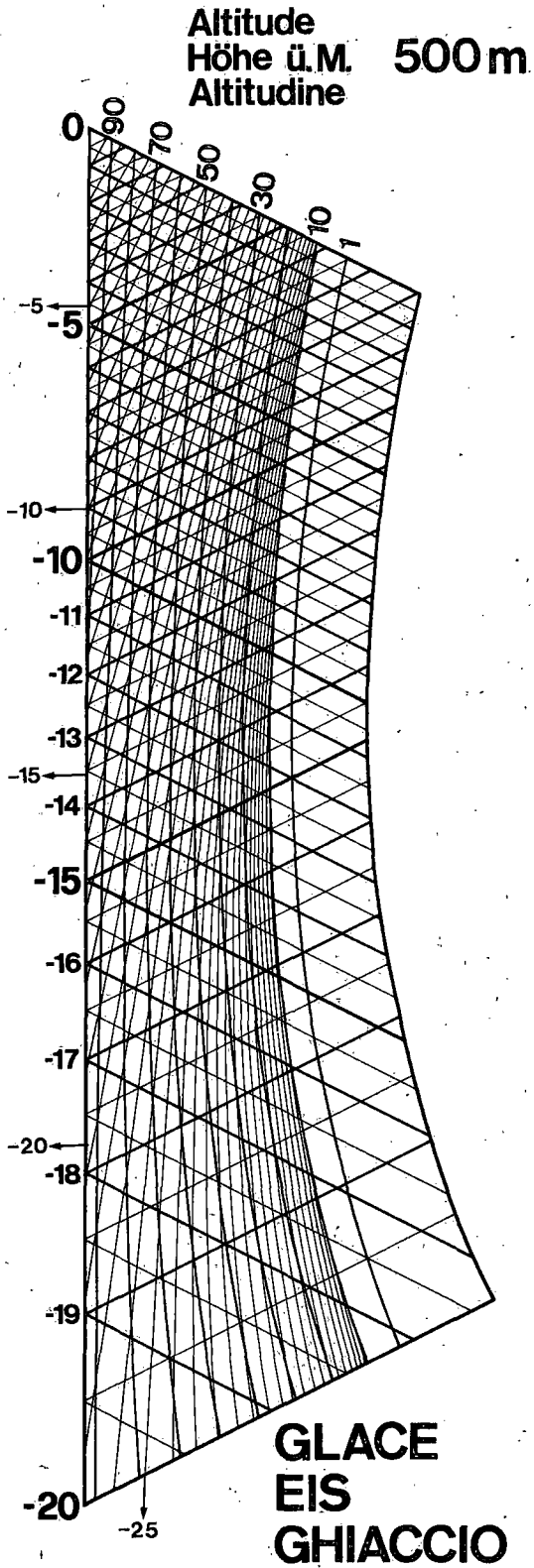
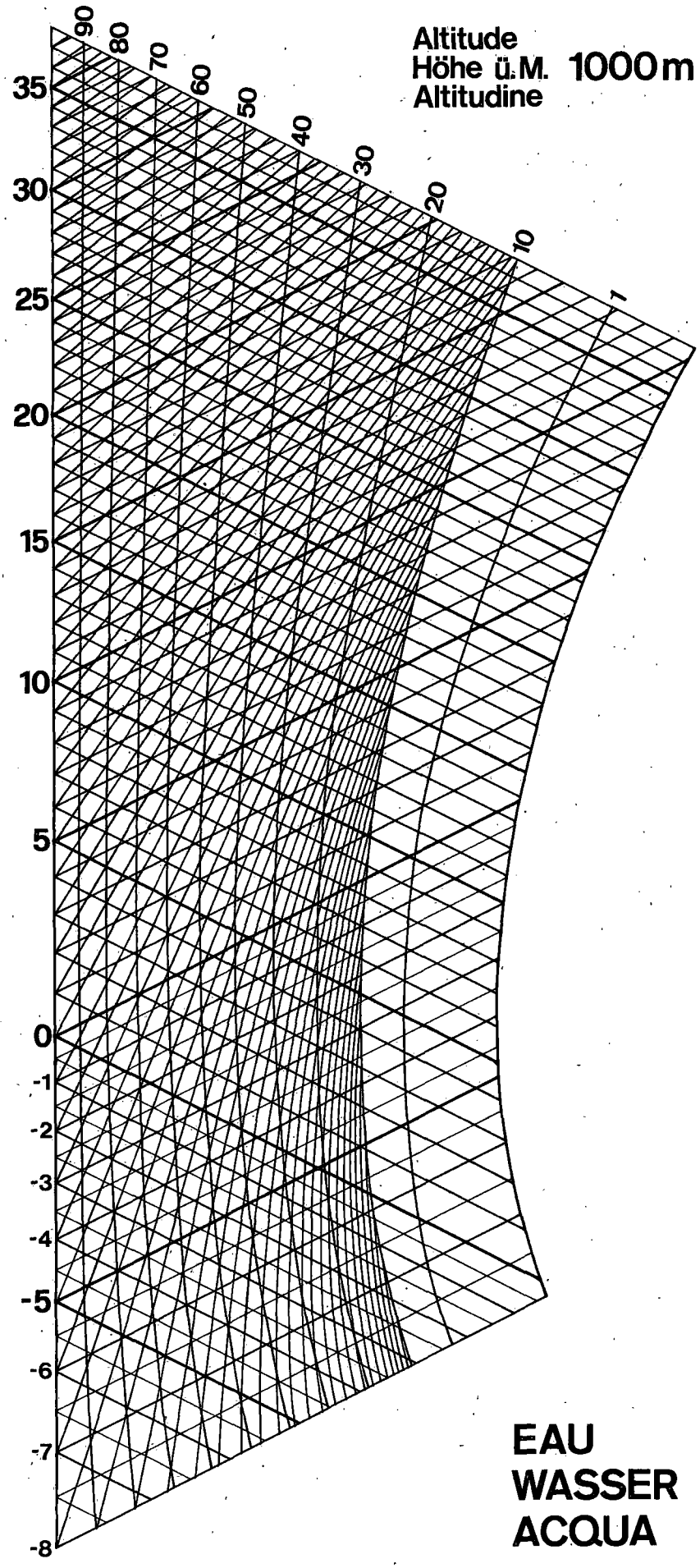
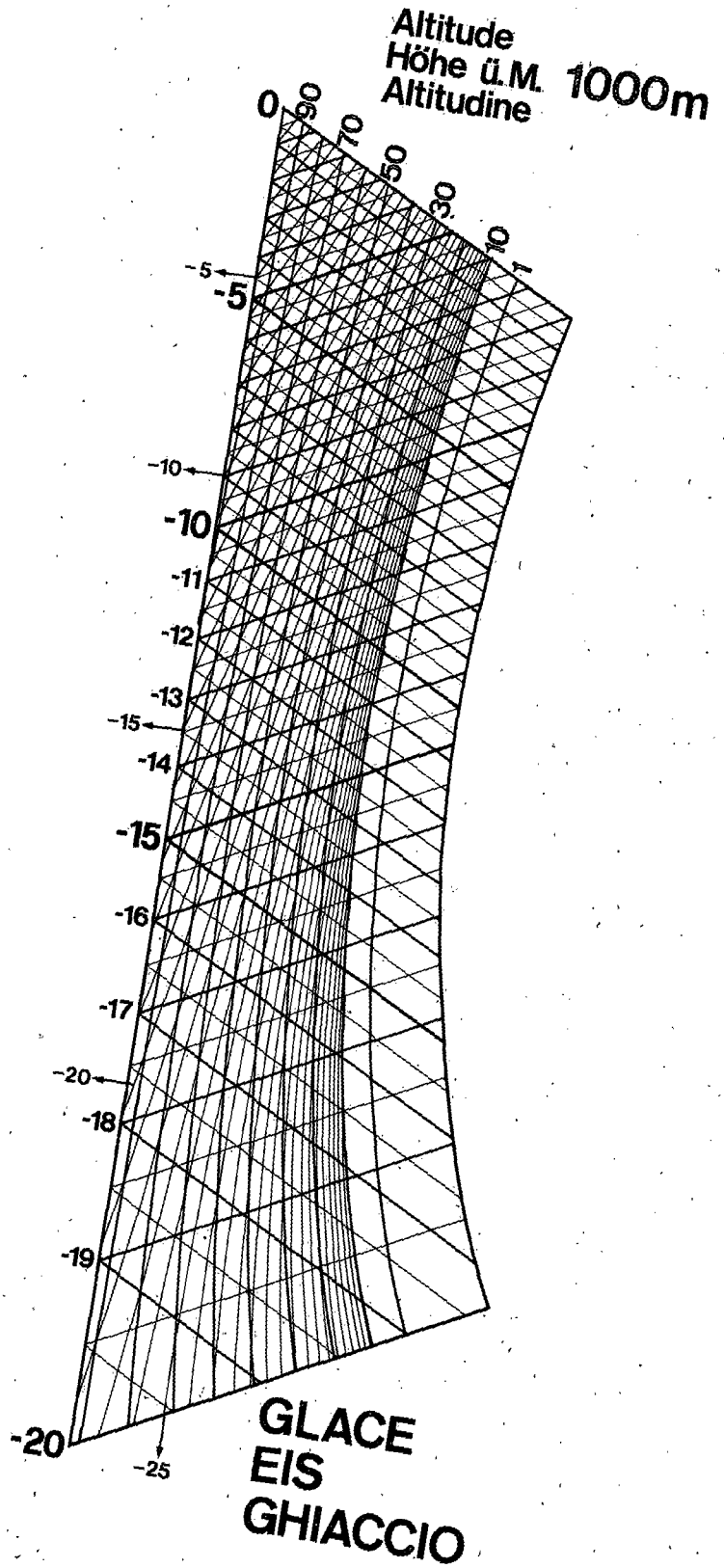


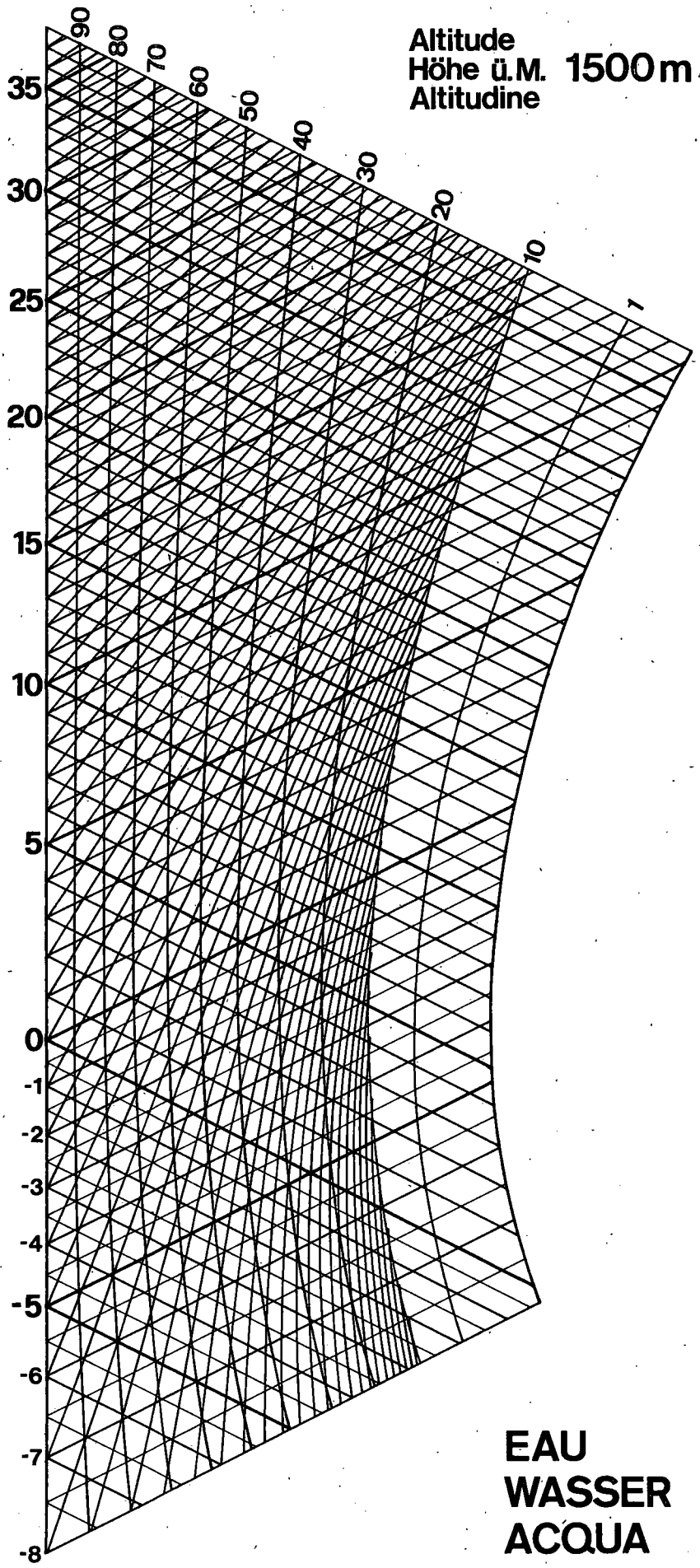
Fig. 2. Exemple 2.

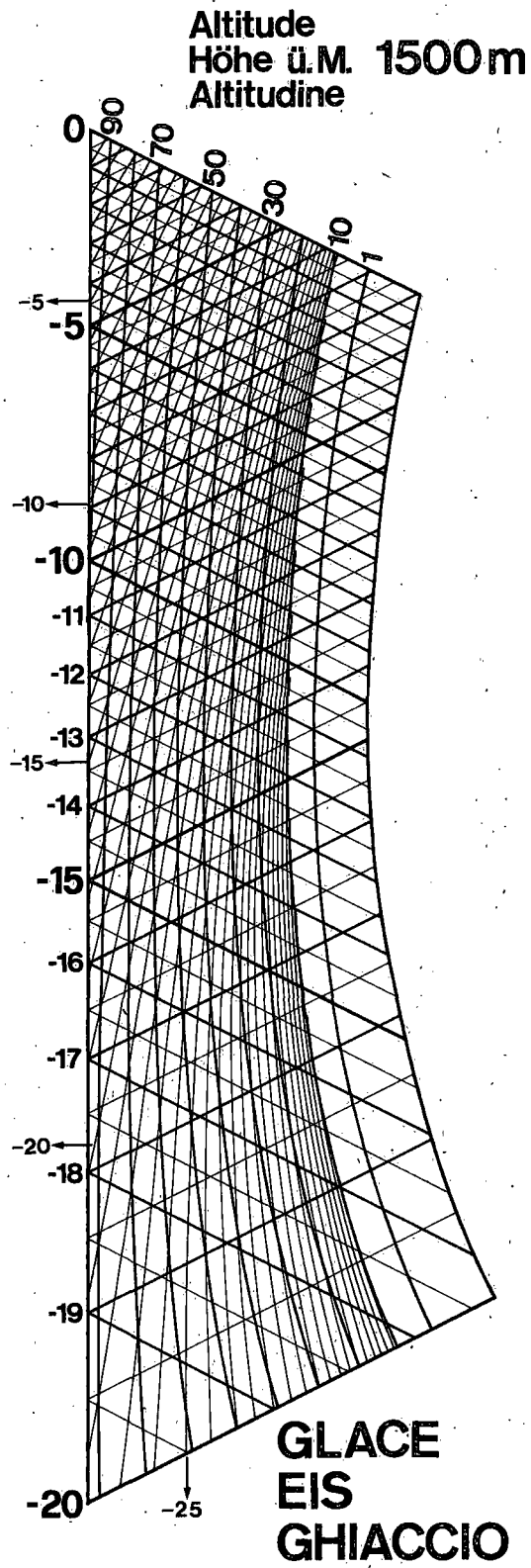

Altitude
Höhe ü.M.
Altitudine
500m
90
80
70
60
50
40
30
20
10
1
35
30
25
20
15
10
5
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
-8
EAU
WASSER
ACQUA

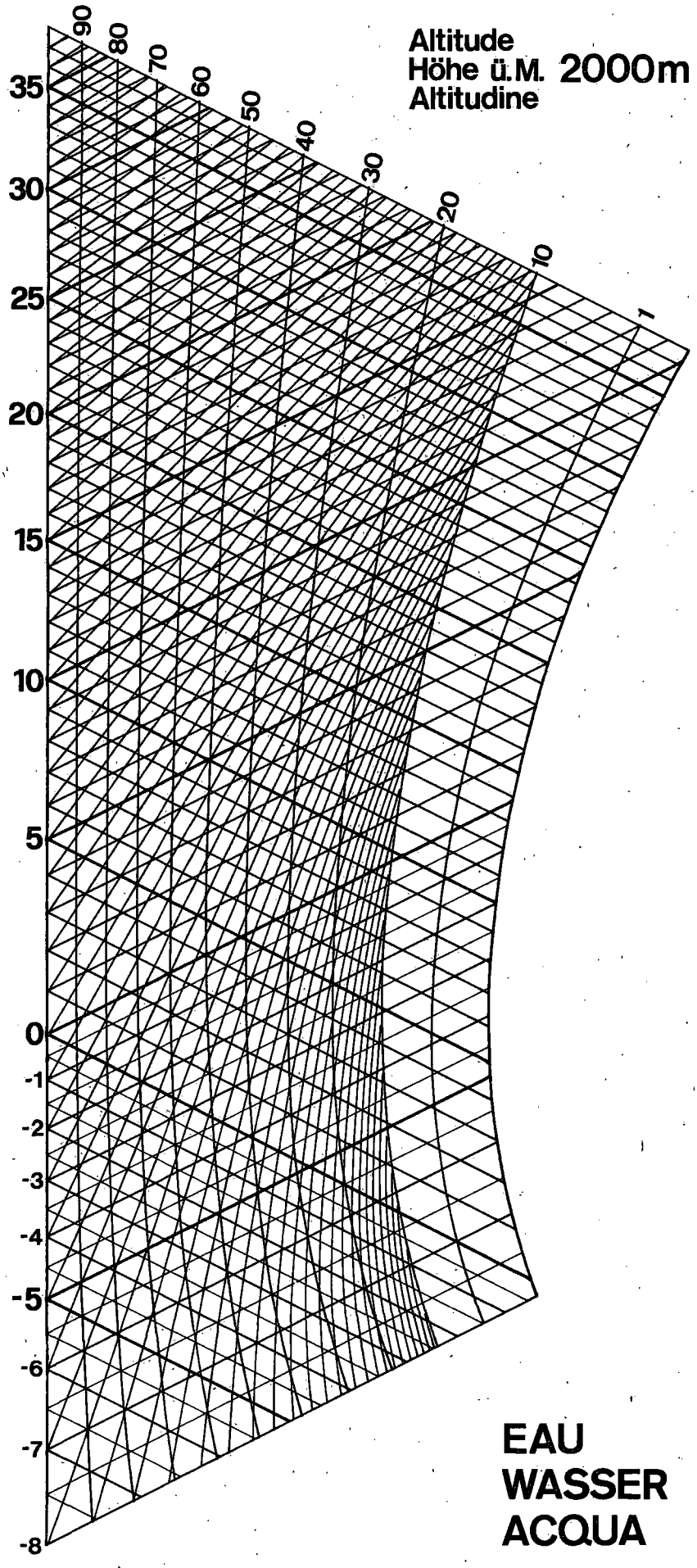

Altitude
Höhe ü.M.
Altitudine
500 m
90
70
50
30
10
1
0
-5
-10
-11
-12
-13
-14
-15
-16
-17
-18
-19
-20
-25
GLACE
EIS
GHIACCIO

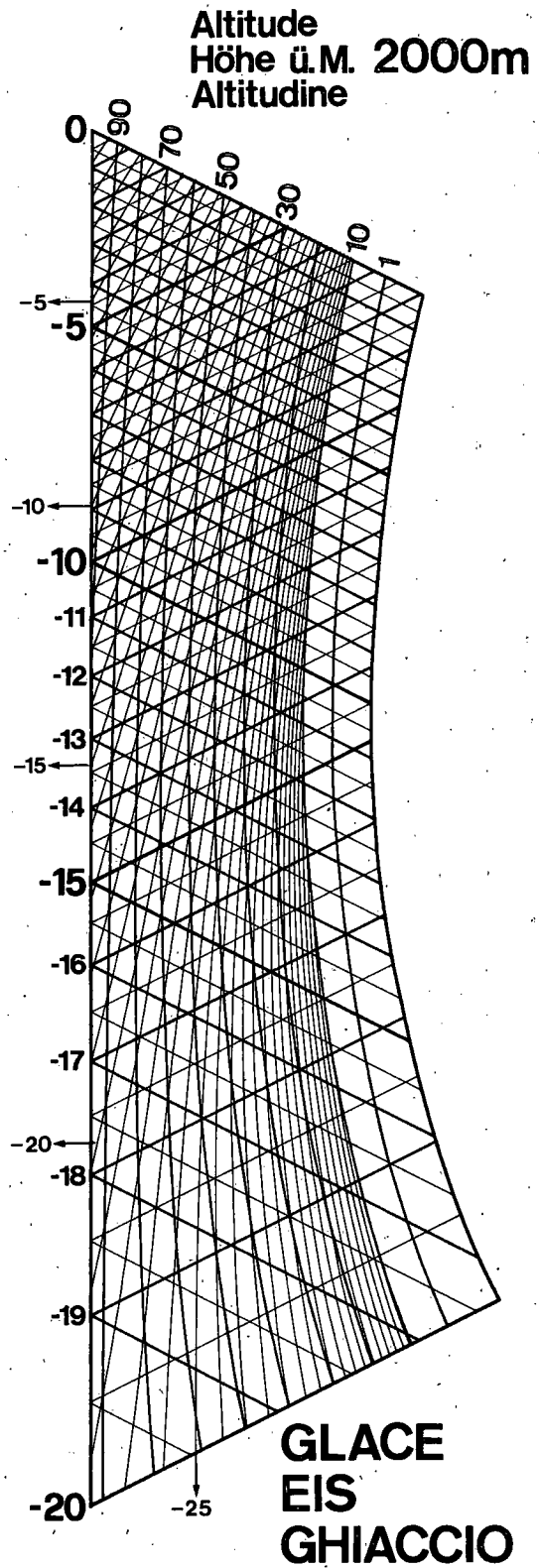

Altitude
Höhe ü.M. 1000m
Altitudine
90
80
70
60
50
40
30
20
10
1
35
30
25
20
15
10
5
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
-8
EAU
WASSER
ACQUA

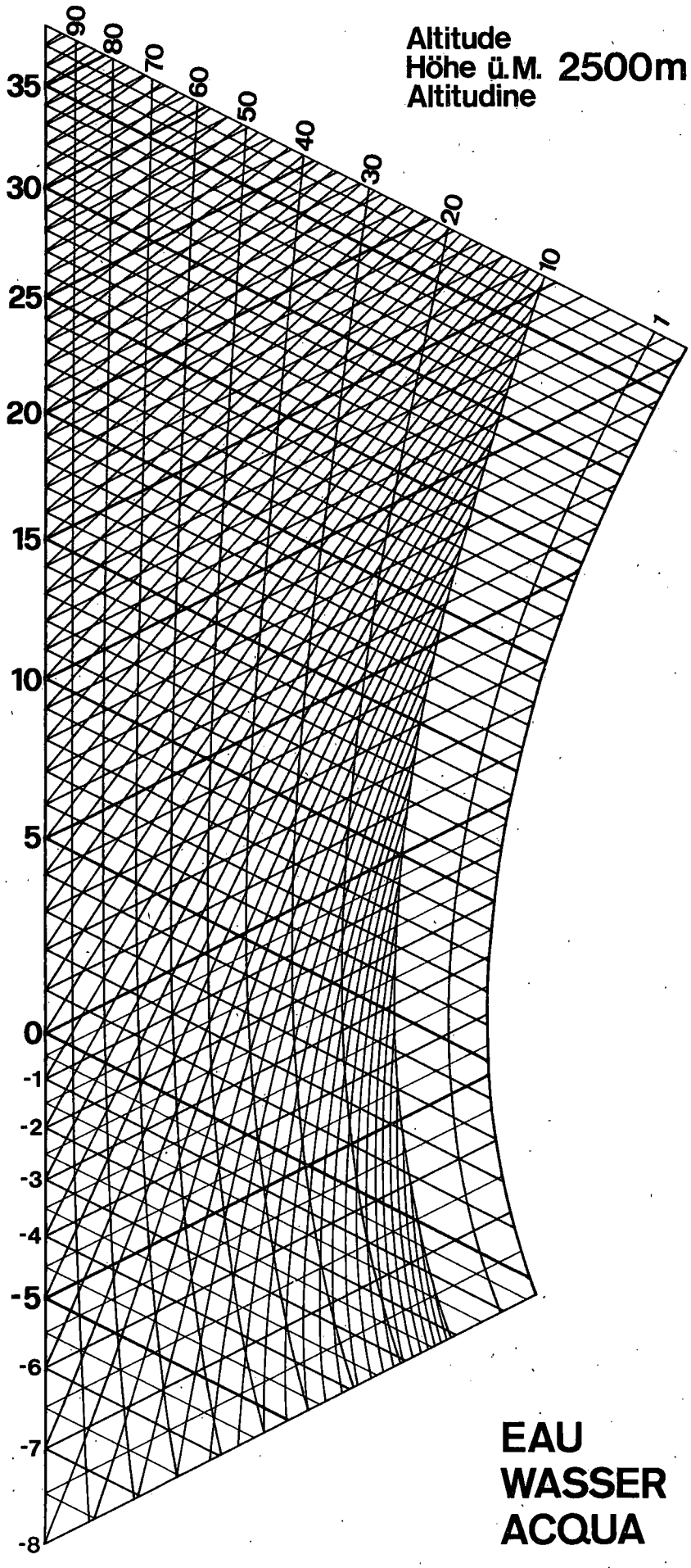

Altitude
Höhe ü.M.
Altitudine
1000m
0
90
70
50
30
10
1
-5
-5
-10
-10
-11
-12
-13
-15
-14
-15
-16
-17
-20
-18
-19
-20
-25
GLACE
EIS
GHIACCIO

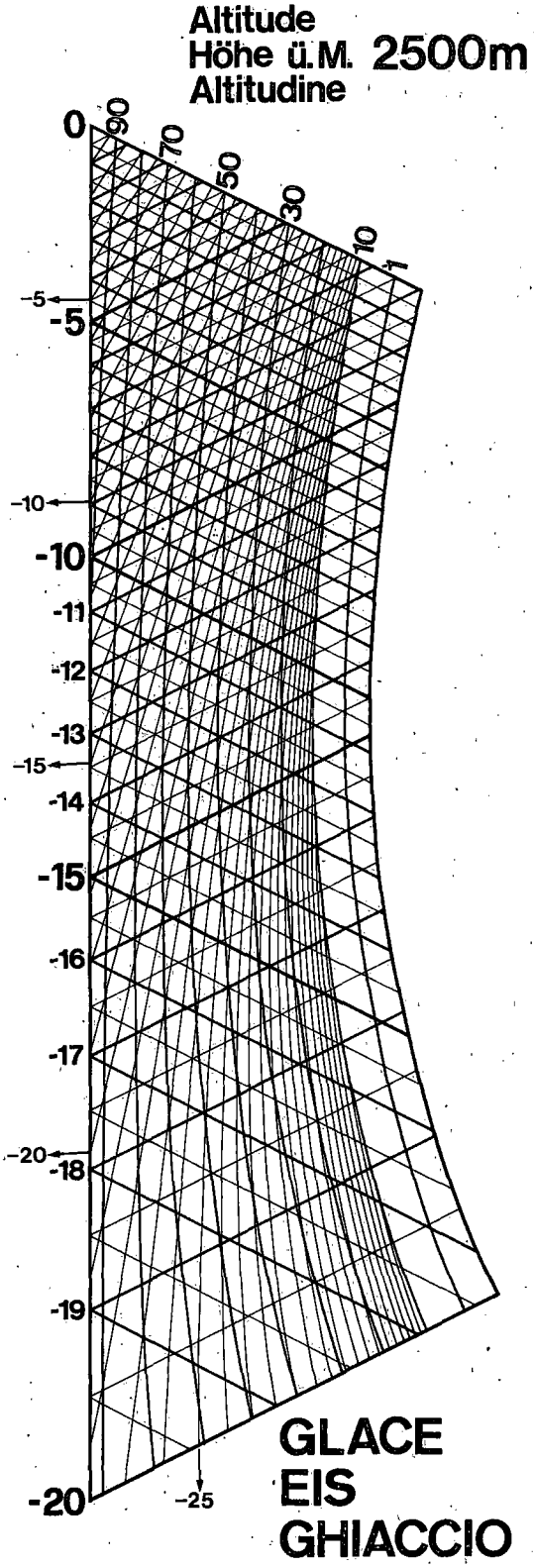

Altitude
Höhe ü.M. 1500 m
Altitudine
90
80
70
60
50
40
30
20
10
1
35
30
25
20
15
10
5
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
-8
EAU
WASSER
ACQUA

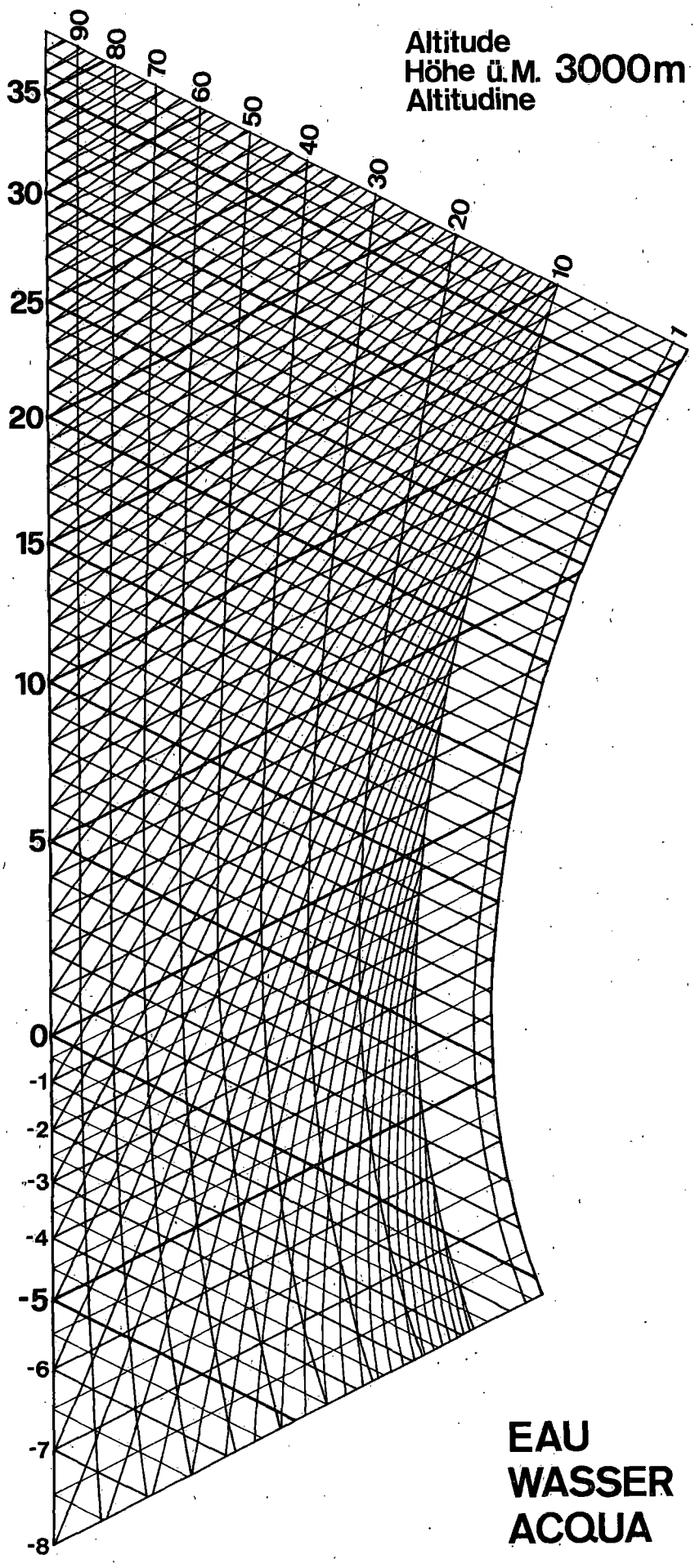

Altitude
Höhe ü.M. 1500m
Altitudine
0
90
70
50
30
10
1
-5
-5
-10
-10
-11
-12
-13
-15
-14
-15
-16
-17
-20
-18
-19
-20
-25
GLACE
EIS
GHIACCIO

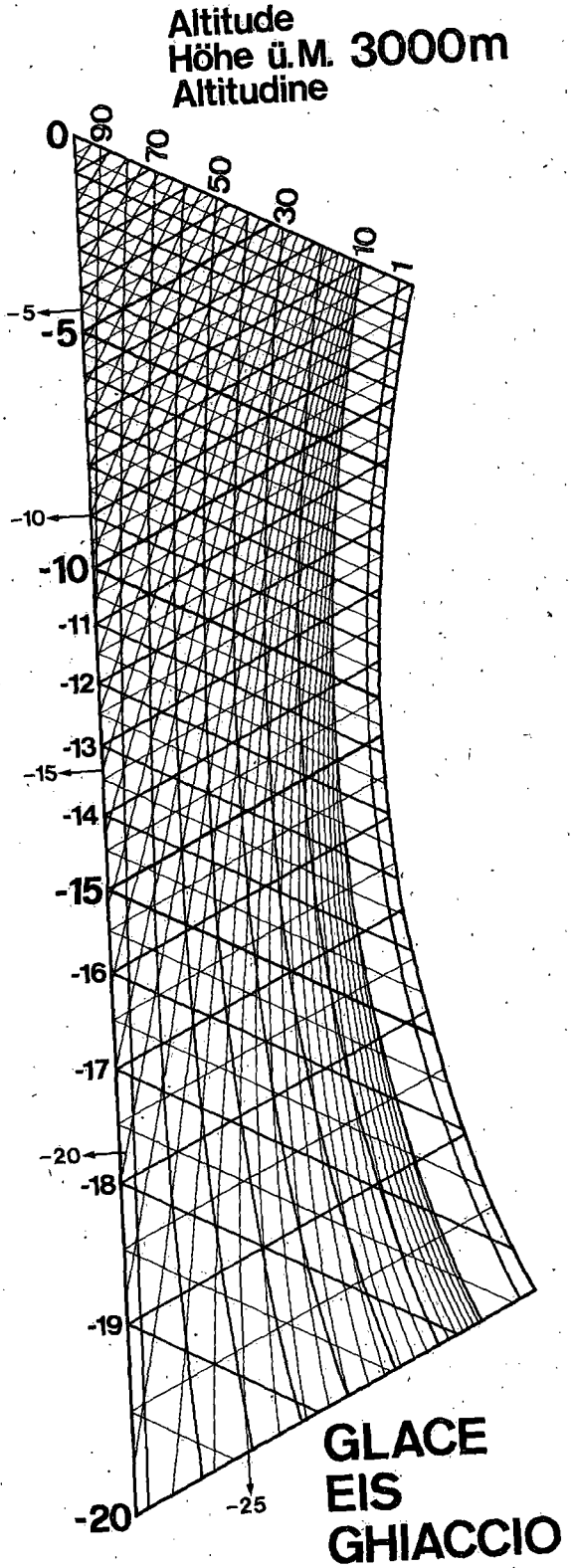

Altitude
Höhe ü.M. 2000m
Altitudine
90
80
70
60
50
40
30
20
10
1
35
30
25
20
15
10
5
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
-8
EAU
WASSER
ACQUA

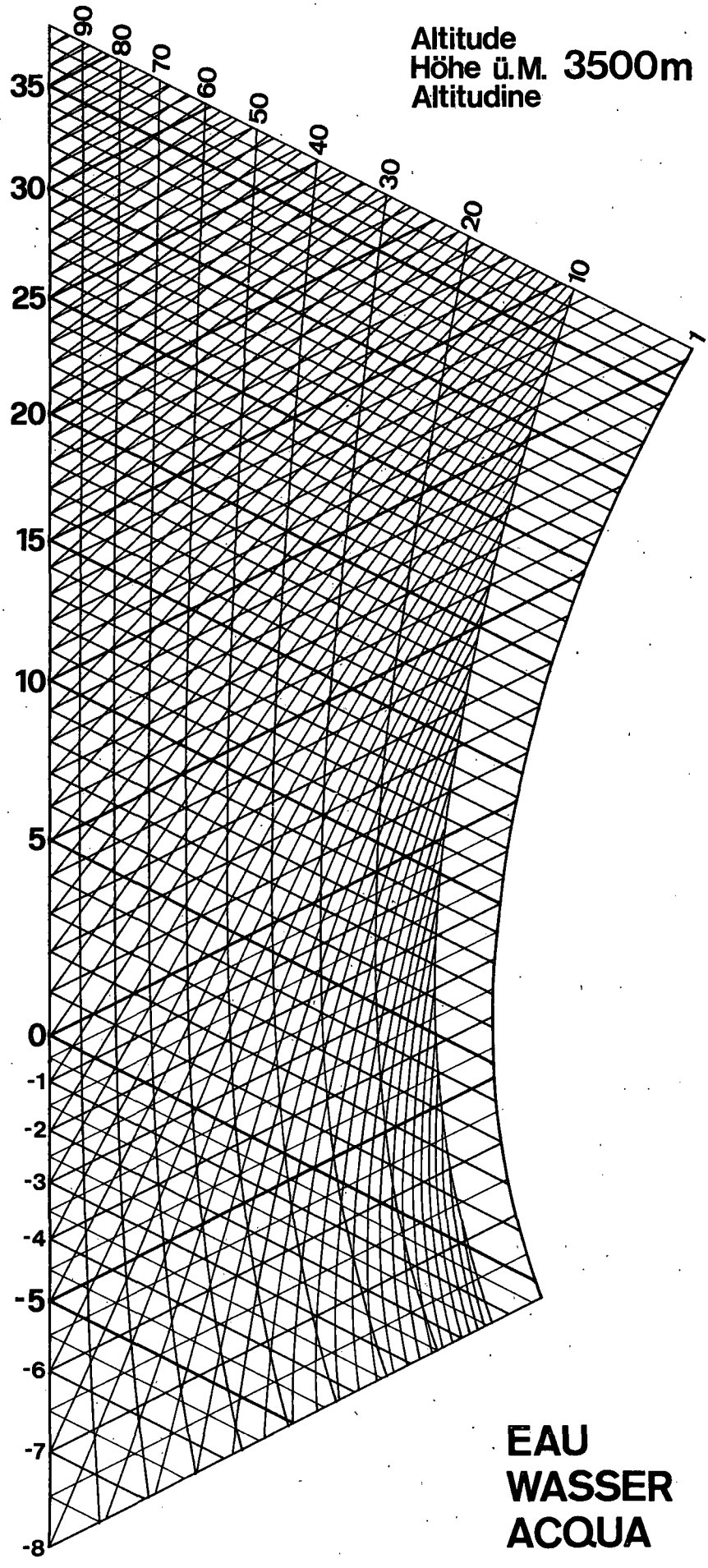

Altitude
Höhe ü.M. 2000m
Altitudine
0
90
70
50
30
10
1
-5
-5
-10
-10
-11
-12
-13
-15
-14
-15
-16
-17
-20
-18
-19
-20
-25
GLACE
EIS
GHIACCIO

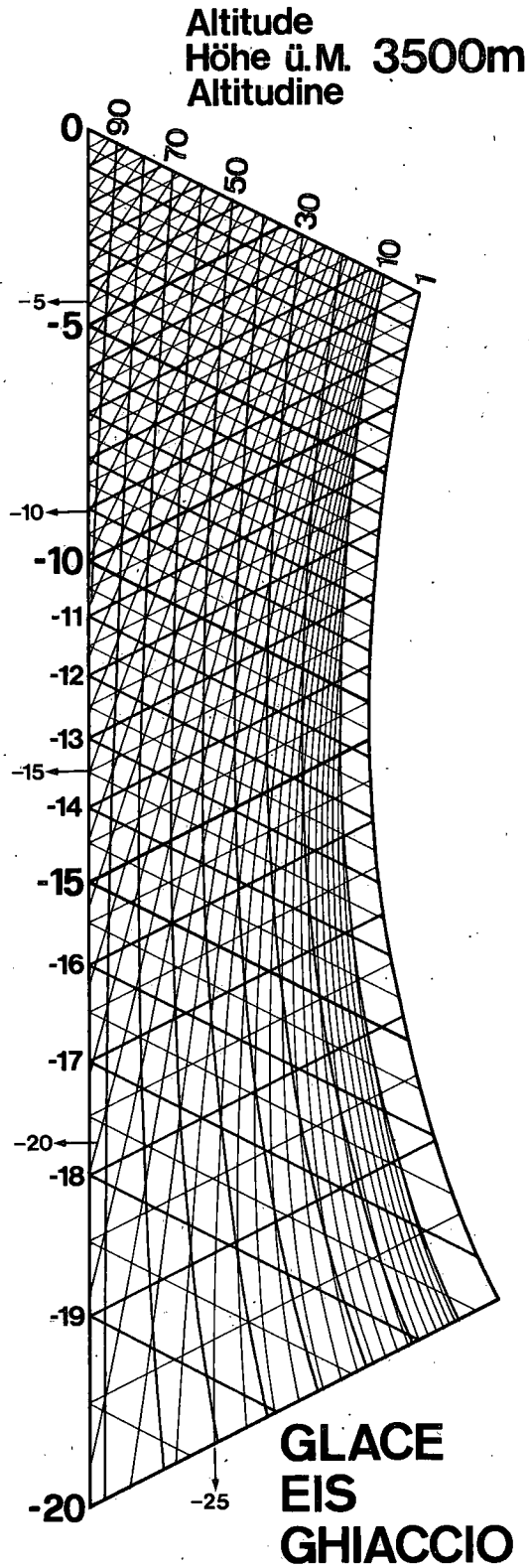

Altitude
Höhe ü.M. 2500m
Altitudine
90
80
70
60
50
40
30
20
10
1
35
30
25
20
15
10
5
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
-8
EAU
WASSER
ACQUA


Altitude
Höhe ü.M. 2500m
Altitudine
0
90
70
50
30
10
1
-5
-5
-10
-10
-11
-12
-13
-15
-14
-15
-16
-17
-20
-18
-19
-20
-25
GLACE
EIS
GHIACCIO


Altitude
Höhe ü.M. 3000m
Altitudine
90
80
70
60
50
40
30
20
10
1
35
30
25
20
15
10
5
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
-8
EAU
WASSER
ACQUA


Altitude
Höhe ü.M. 3000m
Altitudine
0
90
70
50
30
10
1
-5
-5
-10
-10
-11
-12
-13
-15
-14
-15
-16
-17
-20
-18
-19
-20
-25
GLACE
EIS
GHIACCIO


Altitude
Höhe ü.M. 3500m
Altitudine
90
80
70
60
50
40
30
20
10
1
35
30
25
20
15
10
5
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
-7
-8
EAU
WASSER
ACQUA


Altitude
Höhe ü.M. 3500m
Altitudine
0
90
70
50
30
10
1
-5
-5
-10
-10
-11
-12
-13
-15
-14
-15
-16
-17
-20
-18
-19
-20
-25
GLACE
EIS
GHIACCIO

Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt
Publications de l'Institut Suisse de Météorologie Pubblicazioni della Centrale Meteorologica Svizzera

Nr. 1a Uttinger H., Die Niederschlagsstunden in Zürich.
22 Seiten, 1962

Nr. 1b Ambrosetti Fl., Die Niederschlagsstunden in Locarno-Monti.
12 Seiten, 1965

Nr. 2 Thams J.C., unter Mitarbeit von A. Aufdermaur, P. Schmid und E. Zenone.
Die Ergebnisse des Grossversuches III zur Bekämpfung des Hagels im Tessin in den Jahren 1957–1963.
32 Seiten, 1966 (vergriffen)

Nr. 3 Grütter M., Die bemerkenswertesten Niederschläge der Jahre 1948–1964 in der Schweiz.
20 Seiten, 1966

Nr. 4 Schram K. und Thams J.C., [Redaktion], 9. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Brig und Zermatt, 14.–17. September 1966.
366 Seiten, 1967

Nr. 5 Ambrosetti Fl. und Thams J.C., Die direkte Sonnenstrahlung auf die Flächen eines nach Süden orientierten Würfels ohne Grundfläche in Locarno-Monti.
16 Seiten, 1967

Nr. 6 Schram K. und Thams J.C., Der Tagesgang der Abkühlungs- und Aufwärmungsgrösse in Locarno-Monti.
20 Seiten, 1968 (vergriffen)

Nr. 7 Ambrosetti Fl., Schram K. und Thams J.C., Die Intensität der direkten Sonnenstrahlung in verschiedenen Spektralbereichen in Locarno-Monti.
13 Seiten, 1968 (vergriffen)

Nr. 8 Uttinger H., Die Zahl der Tage mit Windspitzen von mindestens 20 Metern pro Sekunde in Zürich (1934–1967).
22 Seiten, 1968

Nr. 9 Mäder F., Untersuchung über die Windverhältnisse in Bodennähe bei verschiedenen Wetterlagen.
42 Seiten, 1968

Nr. 10 Schram K., Die Windverhältnisse in der bodennahen Luftschicht an einem Hang von etwa 25 Grad Neigung.
13 Seiten, 1968

Nr. 11 Schüepp M., Kalender der Wetter- und Witterungslagen von 1955 bis 1967.
44 Seiten, 1968 (vergriffen)

Nr. 12 Ackermann P., Die neue Radiosondenstation Payerne der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt.
36 Seiten, 1968 (vergriffen)

Nr. 13 Junod A., Contribution à la méthodologie granulométrique des aérosols amicroscopiques.
70 Seiten, 1969

Nr. 14 Joss J., Schram K., Thams J.C., Waldvogel A., Untersuchungen zur quantitativen Bestimmung von Niederschlagsmengen mittels Radar.
37 Seiten, 1969 (vergriffen)

Nr. 15 Courvoisier H.W., Die quantitative Niederschlagsprognose winterlicher zyklonaler Witterungslagen auf der Alpennordseite der Schweiz.
15 Seiten, 1970 (vergriffen)

Nr. 16 Schram Karin und Thams J.C., Die kurzwellige Globalstrahlung und die diffuse Himmelsstrahlung auf dem Flugplatz Zürich-Kloten.
18 Seiten, 1970

Nr. 17 Kasser P., Schram Karin und Thams J.C., Die Strahlungsverhältnisse im Gebiet der Baye de Montreux.
46 Seiten, 1970

Nr. 18 Gutermann Th., Vergleichende Untersuchungen zur Föhnhäufigkeit im Rheintal zwischen Chur und Bodensee.
68 Seiten, 1970

Nr. 19 Ginsburg Theo, Die statistische Auswertung von langjährigen Temperaturreihen.
42 Seiten, 1970

Nr. 20 Primault B., Du risque de gel et de sa prévision.
20 Seiten, 1971

Nr. 21 Piaget A., Utilisation de l'ozone atmosphérique comme traceur des échanges entre la troposphère et la stratosphère.
72 Seiten, 1971

Nr. 22 Zenone E., Die Gewitterverhältnisse in den südlichen Zentralalpen und Voralpen.
24 Seiten, 1971

Nr. 23 Kirchhofer W., Abgrenzung von Wetterlagen im zentralen Alpenraum.
72 Seiten, 1971

Nr. 24 Primault B., Le climat, élément du plan d'aménagement.
Das Klima, eine der Grundlagen der Landesplanung.
The climate as an element of the land management.
28 Seiten und eine Karte, 1971

Nr. 25 Fröhlich C. und Wierzejewski, Die verschiedenen Messverfahren zur Bestimmung der Strahlungsintensität mit dem Kompensationspyheliometer und die Entwicklung eines verbesserten Modells.
36 Seiten, 1972

Nr. 26 Bouët M., Le foehn du Valais.
12 Seiten, 1972

Nr. 27 Zenone E., Die Gewitterverhältnisse in den südlichen Zentralalpen und Voralpen
32 Seiten, 1972

Nr. 28 Catzeflis J., Primault B., Strehler H., Analyse de la pluviosité dans le Valais central.
15 Seiten, 1972

Nr. 29 Courvoisier H.W., Die Niederschlagswirksamkeit markanter, hochreichender Kaltlufteinbrüche im Sommer in der Schweiz.
11 Seiten, 1973

Nr. 30 Sevruk B., Erfahrungen mit Totalisatoren mit schiefen, geneigten und bodenebenen Auffangflächen im Einzugsgebiet der Baye de Montreux.
Einfluss der Temperatur auf die Messung des Niederschlages mit Totalisator.
44 Seiten, 1973

Nr. 31 Strehler H., Beziehung zwischen Witterung und Zuckerrübenmerkmalen im Spätsommer.
20 Seiten, 1975

Nr. 32 Courvoisier H.W., Katalog objektiv-statistischer Wetterprognosen für die Alpensüdseite und das Oberengadin.
24 Seiten, 1975

Nr. 33 Primault B., Essais d'évaluation climatologique du risque de gel.
28 Seiten, 1975

Nr. 34	Kirchhofer W.,	Stationsbezogene Wetterlagenklassifikation. 50 Seiten, 1976
Nr. 35	Piaget A.,	L'évolution orageuse au nord des Alpes et la tornade du Jura vaudois du 26 août 1971 114 Seiten, 1976
Nr. 36	Bouët M.,	Contribution à l'étude de la variation diurne de pression en Suisse Romande. 23 Seiten, 1976
Nr. 37	Zenone E.,	Die Gewitterverhältnisse in den südlichen Zentralalpen und Voralpen. 60 Seiten, 1976
Nr. 38	Primault B., Quiby J.,	Diagrammes psychrométriques différenciés en altitude 36 Seiten, 1977