
ATTI ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI
CLASSE SCIENZE FISICHE MATEMATICHE NATURALI

RENDICONTI

A. GIRLANDA, B. FEDERICO

Su alcuni risultati ottenuti nello studio del terremoto profondo del basso Tirreno del 3 gennaio 1960

*Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Classe di Scienze Fisiche,
Matematiche e Naturali. Rendiconti, Serie 8, Vol. 35 (1963), n.3-4, p.
169-174.*

Accademia Nazionale dei Lincei

<http://www.bdim.eu/item?id=RLINA_1963_8_35_3-4_169_0>

L'utilizzo e la stampa di questo documento digitale è consentito liberamente per motivi di ricerca e studio. Non è consentito l'utilizzo dello stesso per motivi commerciali. Tutte le copie di questo documento devono riportare questo avvertimento.

*Articolo digitalizzato nel quadro del programma
bdim (Biblioteca Digitale Italiana di Matematica)
SIMAI & UMI*

<http://www.bdim.eu/>

Geofisica. — *Su alcuni risultati ottenuti nello studio del terremoto profondo del basso Tirreno del 3 gennaio 1960.* Nota^(*) di A. GIRLANDA e B. FEDERICO, presentata dal Socio P. CALOI.

L'esistenza, nella zona del basso Tirreno, di una grande anomalia nella propagazione delle onde di dilatazione e di distorsione, non può, in base ai risultati fino ad oggi conseguiti, ritenersi definitivamente accertata. Gli studi condotti sui terremoti profondi della zona portano a conclusioni discordanti. Dalla grande anomalia di -12^s , nella registrazione delle P nelle stazioni più vicine all'epicentro, riscontrata da Demetrescu in occasione del terremoto profondo del 13 aprile 1938, si va ad un'anomalia di -1^s , riscontrata da Girlanda nello studio⁽¹⁾ del terremoto del 23 novembre 1954. In tale studio è stato dimostrato, d'altra parte, come il calcolo dei parametri ipocentrali, effettuato col metodo dei minimi quadrati, può, in certe condizioni, condurre a risultati errati. Utilizzando i dati di 12 stazioni, con distanza epicentrale tra 9 e 30° , Girlanda ha trovato per la profondità il valore di 287 ± 3 km ($\lambda_0 = +14^\circ 53' 42''$, $\Phi_0 = +38^\circ 25' 16''$, $T_0 = 13^h 00^m 07^s,5 \pm 0^s,4$). Una verifica condotta sulla base di questi risultati ha dato luogo ad anomalie di propagazione di -9^s per le stazioni più vicine, di $+4$ o 5^s per le stazioni lontane. Effettuando un nuovo calcolo, nel quale ha utilizzato, in aggiunta alle stazioni precedenti, 4 stazioni lontane, l'autore ha trovato per la profondità il valore di 239 km e per le altre coordinate valori pressoché identici a quelli ottenuti in precedenza. Sulla base di questi ultimi risultati le anomalie per le stazioni lontane risultano pressoché nulle, mentre quelle per le stazioni più vicine si riducono a -1^s appena.

In quanto segue riferiamo sui risultati ottenuti nello studio del terremoto profondo del basso Tirreno del 3 gennaio 1960.

La grande discordanza dei risultati ottenuti nelle ricerche precedenti risiede principalmente nei criteri seguiti per la determinazione delle coordinate spazio-temporali (longitudine λ_0 , latitudine geocentrica Φ_0 , profondità h_0 , tempo origine T_0). In particolare, una valutazione non sufficientemente precisa della profondità può condurre a conseguenze notevoli. D'altra parte non è agevole stabilire con sufficiente precisione la profondità di un ipocentro, anche quando si ha la possibilità di utilizzare gli inizi della registrazione, in un buon numero di stazioni, di onde caratteristiche dei terremoti profondi (pP, sS, ecc.). Ancora più difficile viene resa la determinazione nei casi, come il nostro, in cui la « magnitudo » del terremoto è tale da non dar luogo alla registrazione di tali onde. In queste circostanze vengono generalmente

(*) Pervenuta all'Accademia il 10 settembre 1963.

(1) A. GIRLANDA, *Sul terremoto profondo delle isole Eolie del 23 novembre 1954*, « Annali di Geofisica », vol. VIII, n. 4 (1955).

adoperati i tempi di arrivo delle onde P nelle varie stazioni. I metodi statistici, che utilizzano tali tempi, sono sostanzialmente basati su criteri di adattamento a dromocrone prestabilite e, pertanto, viene considerata più attendibile quella determinazione che riesce ad adattare meglio i dati d'osservazione utilizzati alle dromocrone prescelte. È stato osservato ⁽¹⁾ come tale criterio può condurre a valutazioni errate, specie per quanto riguarda la profondità, qualora i dati d'osservazione utilizzati siano forniti da un gruppo di stazioni che, pur avendo una buona distribuzione azimutale rispetto all'epicentro, sono situate a distanze comprese in un intervallo non idoneo. Solo dopo avere effettuato tutti i possibili tentativi, onde ottenere dei risultati che meglio aderiscano alla *totalità* dei dati sperimentali disponibili, si può pensare di attribuire, almeno in parte, gli eventuali scarti, che non rientrino nei limiti degli errori d'osservazione, a situazioni non contemplate nella elaborazione delle dromocrone di riferimento adottate.

Tutti i tentativi di determinazione sono stati effettuati utilizzando il metodo statistico di Caloi ⁽²⁾ ⁽³⁾ che consente di calcolare le correzioni (con i relativi errori medi) $\delta\lambda_0$, $\delta\Phi_0$, δh_0 , δT_0 , da apportare ad una quaterna di valori approssimati (λ_0) , (Φ_0) , (h_0) , (T_0) , attraverso la soluzione del sistema delle n equazioni di condizione

$$(1) \quad \delta T_0 - \frac{\partial t_P}{\partial (\Delta_i)} \cos(\Phi_0) \operatorname{sen}(\alpha_i) \delta \lambda_0 - \frac{\partial t_P}{\partial (\Delta_i)} \cos(\alpha_i) \delta \Phi_0 + \frac{\partial t_P}{\partial (h_0)} \delta h_0 + \\ - \{T_i - [(T_0) + (t_P)_i]\} = v_i, \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

nelle quali (α_i) è l'azimut della i -esima stazione rispetto all'epicentro provvisorio, T_i è il tempo di registrazione osservato e $(t_P)_i$ il tempo di tragitto quale risulta dalla dromocrona di riferimento in base ai valori provvisori (λ_0) , (Φ_0) , (h_0) . Le (1) vengono dedotte in corrispondenza a ciascuna delle n stazioni utilizzabili.

In tutte le determinazioni effettuate sono stati sistematicamente assunti i seguenti valori provvisori:

$$\begin{aligned} (\lambda_0) &= + 15^\circ 18' & , & & (\Phi_0) &= + 39^\circ 06', \\ (h_0) &= 285 \text{ km} & , & & (T_0) &= 20^h 19^m 34^s,7, \end{aligned}$$

dedotti impiegando il metodo della *proiezione stereografica* con l'ausilio delle registrazioni di Uppsala, Tamanrasset, Stoccarda, Göteborg, Algeri, prefissando la profondità e servendosi, per il tempo origine medio, dei tempi di registrazione delle P in 34 stazioni d'osservazione.

In un primo tempo sono stati effettuati tre tentativi diversi: il primo utilizzando i dati di stazioni con distanza epicentrale non inferiore a 9° e non superiore a 29° ; il secondo utilizzando, in aggiunta ai dati sfruttati nel

(2) P. CALOI, *Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa centrale quali risultano dallo studio di 17 terremoti centro-europei*, « Boll. Soc. Sism. Ital. », vol. XI, n. 34 (1942).

(3) P. CALOI, F. PERONACI, *Il terremoto del Turkestan del 2 novembre 1946*, « Annali di Geofisica », vol. I, n. 4 (1948).

primo tentativo, i dati delle stazioni *lontane* di Halifax, Ottawa, College, Hungry Horse, Butte, Victoria, Salt Lake City, Tucson; il terzo utilizzando, sempre in aggiunta ai dati sfruttati nel primo tentativo, i dati delle stazioni *vicine* di Messina, Reggio C., Roma, Trieste, Zagabria, Atene.

Poiché, dalla verifica dei risultati ottenuti nelle tre determinazioni, si è notato sistematicamente un anticipo nella stazione di Göteborg di 5^s circa, si è ritenuto opportuno ripetere, con le stesse modalità, le tre determinazioni escludendo, nel calcolo dei parametri ipocentrali, i dati di tale stazione. I risultati ottenuti, a parte qualche lieve diversità quantitativa, conducono alle stesse conseguenze. Nelle ultime tre colonne della Tabella I sono riportate le differenze tra i tempi di registrazione delle P osservati e i corrispondenti tempi calcolati in base ai risultati ottenuti in queste tre ultime determinazioni e riferendosi alle dromocrone di Jeffreys e Bullen. Si nota:

a) i valori ottenuti nel primo tentativo, pur adattandosi ovviamente ai tempi di registrazione osservati in quasi tutte le stazioni la cui distanza è compresa tra 6 e 28°, danno luogo ad *anticipi* eccezionali per le stazioni di Messina (8^s,2), Reggio Calabria (8^s,1), Atene (5^s,5) e a ritardi apprezzabili per le stazioni la cui distanza è superiore a 50°;

b) i risultati ottenuti nel secondo tentativo mettono in evidenza come l'intervento, nel calcolo, dei dati relativi a stazioni lontane, in aggiunta ai dati utilizzati nel primo tentativo, riduce notevolmente gli anticipi nelle stazioni vicine ed elimina i ritardi nelle stazioni lontane;

c) l'intervento dei dati delle stazioni vicine, in sostituzione di quelli delle stazioni lontane, produce il medesimo effetto, dando luogo, inoltre, ad errori medi apprezzabilmente più piccoli e ad anticipi nelle stazioni vicine ulteriormente ridotti. Si nota un rilevante ritardo per Gerusalemme (3^s,8), per Ksara (3^s,3) e, ancora, un notevole anticipo per Göteborg.

Le conseguenze notate in a) e in b) sono analoghe a quelle già messe in evidenza da Girlanda. La conseguenza riportata in c) conferma ancora meglio la stretta dipendenza dei risultati dal particolare criterio adoperato nella scelta delle stazioni utilizzate per il calcolo dei parametri.

Tenendo presente la struttura stessa dei coefficienti di $\delta\lambda_0$ e di $\delta\Phi_0$ nelle equazioni (1) si può arguire che, se il gruppo di stazioni utilizzate ha una buona distribuzione azimutale rispetto all'epicentro, si ha la possibilità di ottenere le coordinate λ_0 e Φ_0 con buona approssimazione. Non sempre si può ottenere h_0 (e quindi T_0) con sufficiente precisione. Ciò dipende dalla natura del coefficiente di δh_0 . Analizzando le curve dedotte dalle dromocrone di Jeffreys e Bullen, che rappresentano i tempi di tragitto delle P in funzione della variabile h , in corrispondenza ai diversi valori del parametro Δ , si nota come tali curve abbiano, nell'intorno del punto $h = 0,04 R$, un andamento *rapidamente* crescente con h per piccoli valori di Δ , praticamente stazionario per valori di Δ compresi nell'intervallo 7°-13°, *decisamente decrescente* per valori di Δ più elevati. Ne consegue che il gruppo di equazioni di condizione, associate a quelle stazioni la cui distanza cade nell'intervallo 7°-13°, non dà un contributo apprezzabile nella determinazione di δh_0 , in quanto le equazioni

di tale gruppo, data la piccola entità del coefficiente $\frac{\partial t_P}{\partial (h_0)}$, danno luogo a scarti che possono essere praticamente mascherati dai residui dovuti agli errori d'osservazione. Nel primo tentativo ben 9 stazioni, delle 12 utilizzate nel calcolo, cadono nell'intervallo critico e i dati delle rimanenti 3 stazioni, da considerarsi determinativi ai fini della valutazione di δh_0 , sono da ritenersi statisticamente insufficienti. L'aggiunta dei dati di 9 stazioni lontane (2° tentativo) con un $\frac{\partial t_P}{\partial (h_0)}$ sensibile e negativo, o di 6 stazioni vicine (3° tentativo) con un $\frac{\partial t_P}{\partial (h_0)}$ notevole e positivo, elimina l'inconveniente, conducendo a risultati più attendibili. Da notare come l'intervento dei dati delle stazioni vicine si manifesta più efficace in considerazione del fatto che $\frac{\partial t_P}{\partial (h_0)}$ varia notevolmente con la distanza per piccoli valori Δ , mentre varia assai lentamente per grandi valori di Δ . Pertanto la determinazione effettuata con l'intervento dei dati delle stazioni vicine è la più accettabile essendo la più sensibile e la più precisa.

Bisogna tener presente che neanche questa determinazione riesce ad eliminare gli anticipi nelle stazioni di Messina (1^s,7) e Reggio Calabria (1^s,6). Tali anticipi possono ritenersi sistematici e paragonabili a quelli ottenuti da Girlanda (1^s,2 e 1^s rispettivamente) nello studio già citato. L'entità degli anticipi riscontrati in entrambi i casi potrebbe essere un notevole sintomo di anomalia locale nella propagazione delle onde P. Volendo attribuire tali anticipi ad una minore potenza della crosta, si dovrebbe concludere che, in corrispondenza della zona in esame, lo spessore di essa è pressoché nullo.

Nel calcolo della dromocrona più probabile delle onde P, valevole per il terremoto oggetto di questa nota, si è constatata la impossibilità di soddisfare, con un unico polinomio di terzo grado in Δ , alla distribuzione dei tempi di tragitto osservati, in conseguenza degli anticipi delle onde P nelle stazioni di Göteborg, Uppsala, Kiruna e dei ritardi nelle stazioni di Gerusalemme e Ksara, che metterebbero in evidenza un notevole effetto azimutale. Utilizzando i dati delle stazioni di Messina, Reggio Calabria, Roma, Trieste, Zagabria, Atene, Chur, Ravensburg, Mebstetten, Tubingen, Stoccarda, Besançon, Pruhonice, Strasbourg, Clermont F., Halle, Bensberg, Dourbes, Parigi, Uccle, Kew, Copenaghen, Durham, si è ottenuta la seguente equazione (linea a tratto continuo della fig. 1):

$$(2) \quad t_P = 27,75157 + 8,06178 \Delta + 0,43707 \Delta^2 + 0,01392 \Delta^3,$$

sufficientemente valida per distanze comprese tra 1 e 19° (esclusa Göteborg, $\Delta = 18^\circ,6$).

Si è potuto constatare che i dati delle stazioni scandinave soddisfano ottimamente alla seguente equazione (linea a tratto discontinuo della fig. 1):

$$(3) \quad t_P = -517,97059 + 80,51621 \Delta - 2,86682 \Delta^2 + 0,03061 \Delta^3,$$

ottenuta utilizzando i tempi di tragitto nelle stazioni di Göteborg, Uppsala,

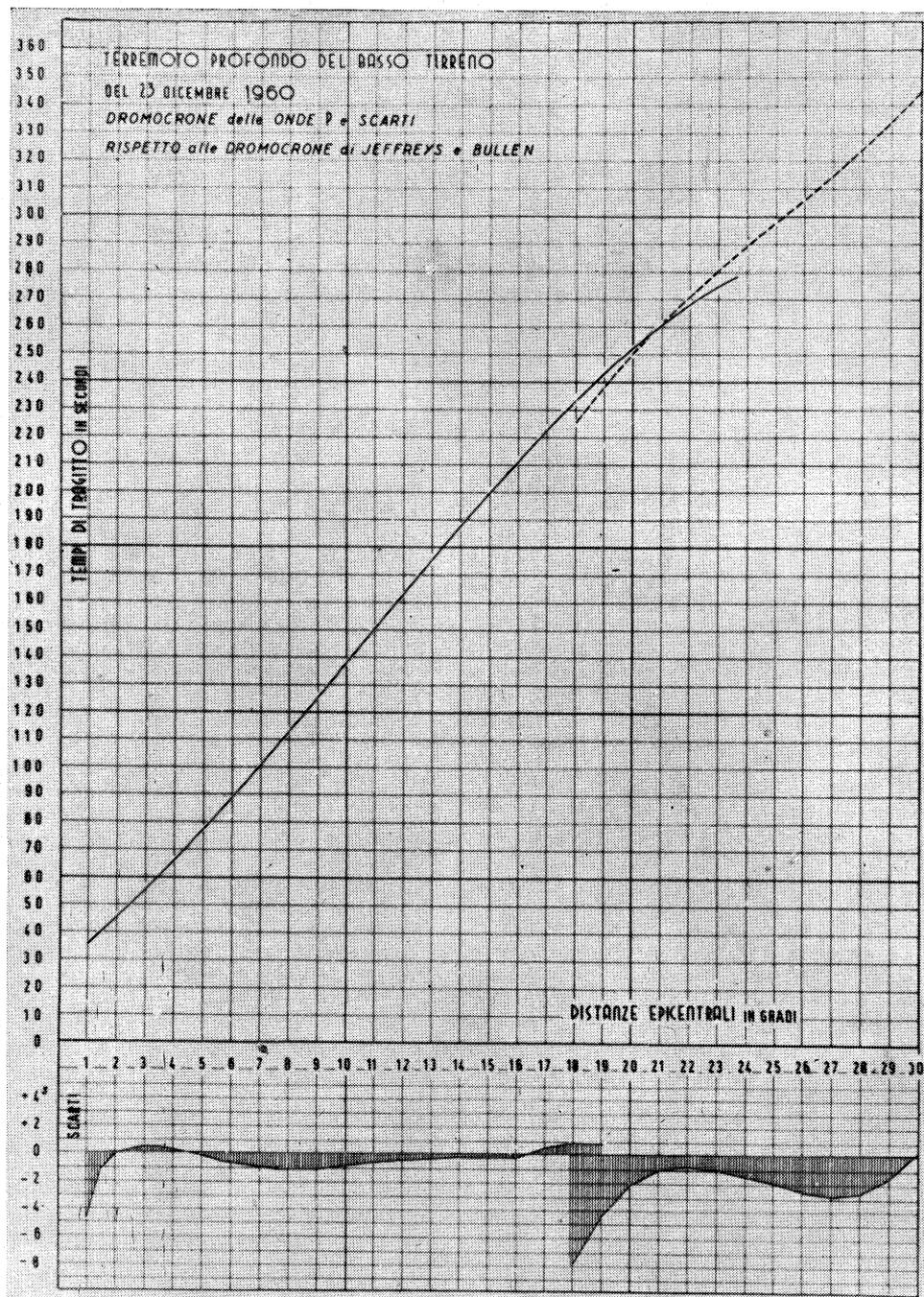


Fig. 1.

Nurmijarvi, Skaltugan, Kiruna e Sodankyla. Nella fig. 1, in basso, sono messi in evidenza le differenze tra i tempi calcolati mediante la (2) e la (3) e quelli calcolati in base alle tabelle di Jeffreys e Bullen.

TABELLA I.

<i>1° tentativo (1'). Risultati:</i>	<i>2° tentativo (2'). Risultati:</i>	<i>3° tentativo (3'). Risultati:</i>
$\lambda_0 = 15^\circ 08' 57'',74 \pm 13' 44'',81$	$\lambda_0 = 15^\circ 20' 59'',50 \pm 08' 49'',50$	$\lambda_0 = 15^\circ 24' 46'',63 \pm 04' 12'',71$
$\Phi_0 = 39^\circ 12' 08'',86 \pm 05' 30'',95$	$\Phi_0 = 39^\circ 09' 30'',38 \pm 04' 01'',60$	$\Phi_0 = 39^\circ 03' 40'',69 \pm 02' 26'',70$
$h_0 = 312,025 \text{ km} \pm 22,784 \text{ km.}$	$h_0 = 289,376 \text{ km} \pm 8,716 \text{ km.}$	$h_0 = 284,534 \text{ km} \pm 6,092 \text{ km.}$
$T_0 = 20^h 19^m 37^s,06 \pm 2^s,001$	$T_0 = 20^h 19^m 35^s,31 \pm 1^s,26$	$T_0 = 20^h 19^m 34^s,46 \pm 0^s,40$

TEMPI INIZIO DI REGISTRAZIONE DELLE ONDE P. (20 ^h +)		Δ°			SCARTI TRA TEMPI OSSERVATI E TEMPI CALCOLATI			
		(1')	(2')	(3')	(1')	(2')	(3')	
1	Messina (3')	20 ^m 12 ^s	1,2327	1,1585	1,0560	- 8 ^s ,24	- 3 ^s ,45	- 1 ^s ,71
2	Reggio C. (3')	20 12 ,8	1,3413	1,2615	1,1573	- 8 ,08	- 3 ,31	- 1 ,56
3	Roma (3')	20 34 ,9	3,2116	3,3430	3,4493	- 1 ,28	+ 0 ,81	+ 0 ,66
4	Trieste (3')	21 10 ,3	6,3323	6,4014	6,5057	- 0 ,99	+ 0 ,59	+ 0 ,16
5	Zagabria (3')	21 11 ,8	6,4505	6,4820	6,5791	- 0 ,90	+ 1 ,10	+ 0 ,79
6	Atene (3')	21 12	6,8508	6,6905	6,6271	- 5 ,49	- 1 ,24	+ 0 ,41
7	Chur	21 37 ,6	8,5069	8,6170	8,7261	- 0 ,09	+ 0 ,43	+ 0 ,08
8	Ravensburg (1', 2', 3')	21 47	9,3119	9,4252	9,5340	- 0 ,67	- 0 ,18	- 0 ,71
9	Algeri (1', 2', 3')	21 52 ,8	9,8930	10,0371	10,0676	- 1 ,86	- 1 ,97	- 1 ,53
10	Mebstetten (1', 2', 3')	21 53	9,8555	9,9615	10,0703	- 1 ,20	- 0 ,83	- 1 ,36
11	Tubingen (1', 2', 3')	21 56 ,5	10,1277	10,2310	10,3397	- 1 ,03	- 0 ,67	- 1 ,21
12	Stuttgart (1', 2', 3')	21 58	10,3045	10,4054	10,5140	- 1 ,69	- 1 ,34	- 1 ,87
13	Besançon	21 58 ,5	10,3003	10,4300	10,5369	- 1 ,14	- 1 ,14	- 1 ,66
14	Pruhonice (1', 2', 3')	22 03 ,4	10,6124	10,6631	10,7626	- 0 ,06	+ 0 ,87	+ 0 ,44
15	Strasbourg (1', 2', 3')	22 04	10,6121	10,7237	10,8325	+ 0 ,54	+ 0 ,72	+ 0 ,17
16	Clermont F. (1', 2', 3')	22 09	10,9222	11,0702	11,1698	+ 1 ,74	+ 1 ,42	+ 0 ,99
17	Halle	22 25	12,3136	12,3831	12,4773	+ 0 ,76	+ 1 ,26	+ 0 ,87
18	Bensberg	22 31 ,5	12,8053	12,9575	13,0662	+ 0 ,72	+ 0 ,77	+ 0 ,19
19	Dourbes	22 32	13,0548	13,1738	13,2822	- 1 ,18	- 1 ,35	- 1 ,93
20	Parigi (1', 2', 3')	22 32 ,6	13,0731	13,2067	13,3126	- 0 ,80	- 1 ,20	- 1 ,70
21	Uccle	22 40	13,6986	13,8150	13,9236	- 0 ,84	- 1 ,09	- 1 ,69
22	Helwan	23 07 ,6	16,3518	16,1957	16,1038	- 3 ,36	- 1 ,07	+ 0 ,63
23	Kew	23 10	16,1942	16,3226	16,4298	+ 1 ,09	+ 0 ,14	- 0 ,43
24	Copenaghen	23 11	16,4009	16,4600	16,5617	- 0 ,08	- 0 ,47	- 0 ,84
25	Ksara	23 23	17,5427	17,3814	17,3133	+ 0 ,07	+ 1 ,88	+ 3 ,27
26	Göteborg	23 27 ,3	18,4368	18,4956	18,5972	- 4 ,69	- 5 ,20	- 5 ,54
27	Jerusalem	23 28	17,9825	17,8211	17,7434	+ 0 ,58	+ 2 ,35	+ 3 ,84
28	Tamanrasset (1', 2', 3')	23 33	18,4663	18,5043	18,4446	+ 0 ,71	+ 0 ,41	+ 1 ,70
29	Durham	23 39	19,0620	19,1795	19,2880	+ 0 ,72	- 0 ,20	- 0 ,75
30	Uppsala (1', 2', 3')	23 51 ,9	20,5474	20,5819	20,6762	- 0 ,96	- 1 ,29	- 1 ,55
31	Helsinki	24 05	21,6942	21,7016	21,7853	+ 1 ,01	+ 1 ,08	+ 0 ,77
32	Nurmijarvi	24 06	21,9615	21,9708	22,0553	- 0 ,57	- 0 ,52	- 0 ,84
33	Skaltugan	24 07	24,2837	24,3364	24,4363	- 1 ,19	- 1 ,85	- 2 ,10
34	Kiruna (1', 2', 3')	25 06	28,6509	28,6837	28,7773	- 1 ,52	- 2 ,11	- 2 ,28
35	Sodankyla	25 07	28,7539	28,7727	28,8610	- 1 ,44	- 1 ,68	- 2 ,04
36	Halifax (2')	28 51	56,5991	56,7535	56,8476	+ 1 ,21	- 0 ,46	- 0 ,51
37	Ottawa (2')	29 40	63,8773	64,0265	64,1253	+ 1 ,38	- 0 ,36	- 0 ,38
38	College (2')	30 48	75,2313	75,2949	75,3975	+ 0 ,57	- 0 ,63	- 0 ,61
39	Hungry Horse (2')	31 24	81,7022	81,8209	81,9293	+ 1 ,86	+ 0 ,35	+ 0 ,38
40	Butte (2')	31 30	82,9370	83,0599	83,1680	+ 1 ,57	+ 0 ,02	+ 0 ,07
41	Victoria (2')	31 41	85,3074	85,1858	85,2943	+ 0 ,75	+ 0 ,41	+ 0 ,47
42	Salt Lake C. (2')	31 49	86,7370	86,8671	86,9741	+ 1 ,84	+ 0 ,26	+ 0 ,34
43	Tucson (2')	32 19	92,8775	93,0161	93,1205	+ 3 ,15	+ 1 ,35	+ 1 ,67