

MODELADO DEL  $\text{NO}^+$  PARA PASAJES DEL SATELITE  
S3-2 SOBRE EL HEMISFERIO SUR #

V.H. Ríos \* y J.R. Manzano \*

Laboratorio de Ionósfera - Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología -  
Universidad Nacional de Tucumán - Tucumán - Argentina.

RESUMEN

Se analiza teóricamente el comportamiento del ión  $\text{NO}^+$ , de importancia fundamental en los mecanismos de ionización de la región F, siendo los resultados confrontados con las mediciones del satélite S3-2 en su pasaje N° 1550 sobre la región sudamericana durante un día solar y geomagnéticamente tranquilo, el 25 de marzo de 1976.

El análisis, realizado desde el punto de vista químico solamente, muestra que:

i) la producción de  $\text{NO}^+$  debida a la reacción entre  $\text{N}^+$  y  $\text{O}_2$ , no puede ser ignorada.

ii) la teoría expuesta lleva a resultados satisfactorios debajo de los 300 km solamente, ocurriendo un apartamiento significativo, en comparación con los resultados experimentales, arriba de esa altura.

iii) el desacuerdo está requiriendo términos de transporte en la ecuación de continuidad arriba de los 300 km, y, quizás, un reajuste de los coeficientes de las reacciones y el uso de modelos actualizados de atmósfera neutra.

ABSTRACT

The behaviour of  $\text{NO}^+$ , an ion of fundamental importance on the F-region ionization mechanisms, has been theoretically analyzed and the results confronted with the S3-2 satellite measurements on its N° 1550 passage over the south-american region during a solar and geomagnetic quiet day, the 25 of March 1976.

The analysis, carried out only from the chemical point of view, shows that

i) the  $\text{NO}^+$  production due to the  $\text{N}^+ - \text{O}_2$  reaction can not be ignored.

ii) The expounded theory leads to satisfactory results only below 300 km, with significant departure, compared with experimental results, above that altitude.

iii) the disagreement is requiring transport terms in the continuity equation above 300 km, and, perhaps, a readjustment of the reactions coefficients and the usage of up to date neutral atmosphere models.

---

# Trabajo parcialmente financiado por el CONICET a través del PRONARP.

\* Miembro de la Carrera del Investigador del CONICET.

INTRODUCCION

El ion molecular  $\text{NO}^+$  ocupa una posición única en los mecanismos de ionización de la región F y el conocimiento de los procesos básicos que determinan su distribución y abundancia, es fundamental para entender la química de dicha región.

Los principales procesos químicos que controlan la concentración del  $\text{NO}^+$  en la ionosfera son bastante conocidos debido a los resultados brindados por los laboratorios y las mediciones in-situ de satélites, realizadas con satélites como el Atmosphere Explorer (D.G. Torr y M.R. Torr, 1978).

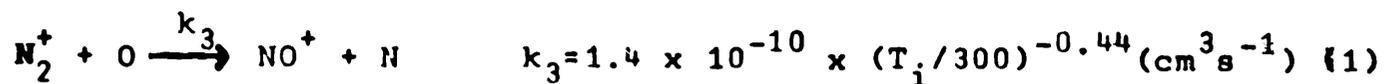
Sin embargo, las incertezas que permanecen todavía, están relacionadas con la dependencia de estos procesos con la temperatura, como así también con los roles de las especies metastables y la excitación de varios reactantes.

La relación entre la química del  $\text{NO}^+$  y la del  $\text{N}_2^+$  es bastante significativa aunque en esta última aún persisten discrepancias entre la teoría y las observaciones.

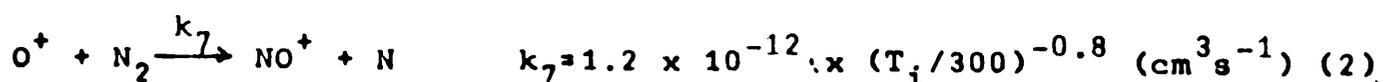
Un propósito fundamental, surgido recientemente, se apoya en el uso de la teoría corriente y su confrontación con los valores experimentales nocturnos de densidades iónicas de  $\text{NO}^+$  y  $\text{N}_2^+$ . El presente trabajo busca la misma meta comparando los valores teóricos y experimentales de las densidades iónicas medidas por el satélite S3-2 el 25/3/76 en su pasaje sobre el hemisferio sur y para un período tranquilo de actividad solar y magnética.

TEORIA

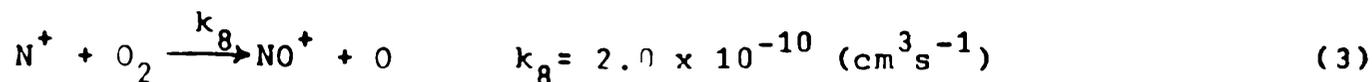
La química iónica del  $\text{NO}^+$  en la región F es comparativamente simple y las reacciones fundamentales de producción y pérdida se consideran a continuación. Los procesos más relevantes de producción del  $\text{NO}^+$  pueden resumirse de la manera siguiente:



Mc Farland et. al. (1974) y D.G.Torr et.al.(1977)

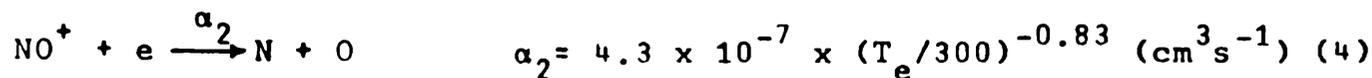


M.R.Torr et.al.(1977) y Albritton et.al.(1977)



Huntress y Anicich (1976)

y los procesos de pérdida



Walls y Dunn (1974) y Torr et.al.(1976)

donde  $T_i$  y  $T_e$  son las temperaturas iónica y electrónica, respectivamente.

Bajo la condición de equilibrio fotoquímico podemos calcular la densidad del NO<sup>+</sup> a partir de la relación

$$[NO^+] = \frac{k_3 [N_2^+](O) + k_7 [O^+](N_2) + k_8 [N^+](O_2)}{\alpha_2 [e]} \quad (5)$$

donde  $[R]$  significa concentración de R

Una relación aproximada empleada por Breig (1984) para el cálculo de  $[NO^+]$  en equilibrio químico, está dada por:

$$[NO^+]_{BREIG} = \frac{k_3 [N_2^+](O) + k_7 [O^+](N_2)}{\alpha_2 [e]} \quad (6)$$

la cual se obtiene despreciando el último término de la (5).

La relación (5) nos dice que para determinar la concentración de NO<sup>+</sup> es necesario conocer la concentración de N<sub>2</sub><sup>+</sup>, lo que hace necesario el estudio de la química de este ión molecular. La química del N<sub>2</sub><sup>+</sup> en la región F sigue siendo una fuente de controversias e incertezas. Estas dificultades son originadas primariamente por el ión metastable O<sup>+</sup>(<sup>2</sup>D) como fuente de producción del N<sub>2</sub><sup>+</sup> y por el posible incremento de las pérdidas del N<sub>2</sub><sup>+</sup> debido a su excitación vibracional interna.

Las primeras inconsistencias encontradas entre la teoría y las mediciones del Atmosphere Explorer fueron atribuidas a un coeficiente de pérdida incorrecto para el N<sub>2</sub><sup>+</sup> via recombinación disociativa (Oppenheimer et.al., 1976; 1977; Orsini et.al., 1977 a,b). Siguiendo los argumentos dados por Biondi (1978) y los estudios de laboratorio de Zipf (1980), estas inconsistencias fueron transferidas al ion O<sup>+</sup>(<sup>2</sup>D) y han sido propues

tas reducciones del coeficiente que implica pérdida del mismo, a través de la reacción con el  $N_2$  (ecuación 9)(ver por ejemplo Torr y Orsini, (1978); D.G. Torr y M.R.Torr,(1979, 1980) M.R.Torr y D.G. Torr, (1980); Torr et.al., (1980)). Subsecuentes medidas de Laboratorio (Johnsen y Biondi, 1980; Rowe et.al., 1980), reconfirmaron sin embargo un valor alto para este coeficiente de velocidad de pérdida, como había sido adoptado en los primeros estudios.

Recientes sugerencias alternativas (D.G. Torr et.al., 1980, 1981; Torr y Torr, 1982; Abdon et.al., 1982) invocaron también un aumento en las pérdidas de  $N_2^+$ , el cual surgiría de la excitación vibracional.

El desarrollo histórico y los cambios de filosofía en este problema están documentados en el trabajo de D.G.Torr y M.R.Torr (1978, 1979) y Torr y Torr (1982).

Los procesos más relevantes de producción del  $N_2^+$  se dan a continuación. En ellos adoptamos los coeficientes de velocidad y notación del trabajo de D.G.Torr y M.R.Torr (1978).



Kirby et. al. (1979)



Oppenheimer et. al. (1977)



Rowe et. al. (1980)



Rusch et.al. (1977)

El valor de  $J_1$  para la fotoionización fué calculado con flujos solares acordes al período de tiempo específico de las observaciones del satélite S3-2. Las velocidades de ionización atribuídas a fotoelectrones han sido obtenidas a partir de los resultados de Oppenheimer et.al.(1977)

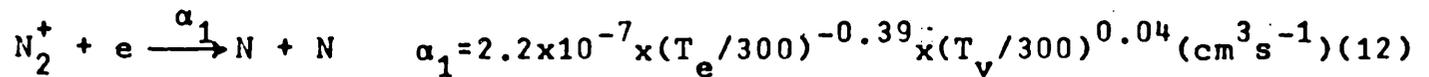
Bajo condiciones de equilibrio químico, las concentraciones de  $N_2^+$ ,

$O^+$  (<sup>2</sup>D) y  $O^+$  (<sup>2</sup>P) pueden ser determinadas directamente a partir de los procesos de producción y pérdida.

Este procedimiento es considerado válido para las especies menores que se encuentran "embebidas" dentro del ión dominante  $O^+$  cerca del pico de la capa F, condiciones que se cumplen para la trayectoria del satélite. Para la teoría existente la velocidad de producción del  $N_2^+$  puede ser obtenida a partir de las ecuaciones (7), (8) y (9) dando como resultado

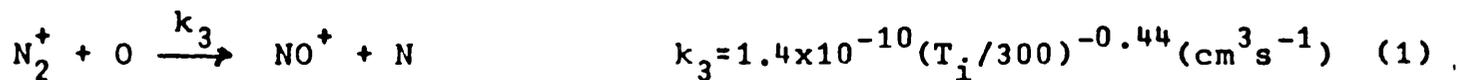
$$P_{N_2^+} = \{ (J_1 + \gamma_1) + k_1 [O^+ (^2P)] + k_2 [O^+ (^2D)] \} [N_2] \quad (11)$$

y la pérdida asociada al  $N_2^+$  se debe fundamentalmente a la reacción:



Zipf (1980)

y a la reacción (1) dada más arriba



A partir de las ecuaciones (12) y (1) se obtiene el valor de la pérdida de  $N_2^+$ ,

$$L_{N_2^+} = \{ \alpha_1 [e] + k_3 [O] \} [N_2^+] \quad (13)$$

Bajo condiciones de equilibrio químico es posible igualar (11) y (13) obteniéndose así la concentración del  $N_2^+$ ,

$$[N_2^+] = \frac{\{ (J_1 + \gamma_1) + k_1 [O^+ (^2P)] + k_2 [O^+ (^2D)] \} [N_2]}{\alpha_1 [e] + k_3 [O]} \quad (14)$$

Para emplear la relación (14) es necesario obtener las concentraciones de los estados metastables del  $O^+$ , lo cual implica conocer su química.

Los procesos de producción y pérdida del  $O^+ (^2D)$  y  $O^+ (^2P)$  se plantean

a continuación:

Producción de  $O^+(^2D)$



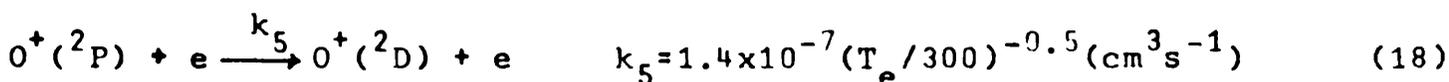
Oppenheimer et. al. (1977)



Zeippen (1982)



Pradhan (1976)

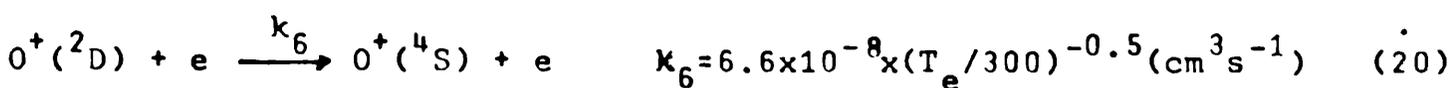


Pradhan (1976)

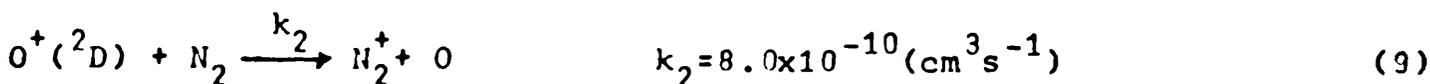
A partir de las ecuaciones (15) a (18) se puede obtener la producción de  $O^+(^2D)$ ,

$$P_{O^+(^2D)} = J_2 [O] + \gamma_2 [O] + \beta_1 [O^+(^2P)] + k_5 [O^+(^2P)] [e] \quad (19)$$

Pérdida de  $O^+(^2D)$



Pradhan (1976) y Johnsen y Biondi (1980)



Rowe et. al. (1980)



Orsini et. al. (1977b) ; D.G.Torr y M.R.Torr (1978)

La pérdida del O<sup>+</sup>(<sup>2</sup>D) puede obtenerse a partir de las ecuaciones (9), (20) y (21),

$$L_{O^+(\sup{2}D)} = k_6[e][O^+(\sup{2}D)] + k_2[N_2][O^+(\sup{2}D)] + k_4[O][O^+(\sup{2}D)] \quad (22)$$

El valor de  $k_2$ , obtenido de Rowe et al (1980), es mayor que el obtenido por Johnsen y Biondi (1980). Los valores de  $k_5$  y  $k_6$  para la extinción de los estados metastables del O<sup>+</sup> han sido obtenidos del trabajo de Pradhan (1976). El valor de  $J_2$  experimental dado por Oppenheimer et al (1977) para la fotoionización, concuerda con los valores calculados en base al modelo dado por los mismos autores, para las condiciones de la órbita analizada. Bajo condiciones de equilibrio químico, la concentración de O<sup>+</sup>(<sup>2</sup>D) será:

$$[O^+(\sup{2}D)] = \frac{((J_2 + \gamma_2)[O] + (k_5[e] + \beta_1)[O^+(\sup{2}P)])}{(k_6[e] + k_2[N_2] + k_4[O])} \quad (23)$$

Esta última ecuación muestra la relación entre los dos estados del ión oxígeno. Para los cálculos, en términos de O<sup>+</sup>(<sup>2</sup>P), hemos supuesto que, a la altura que nos interesa,  $[O^+] + [O^+(\sup{2}D)] + [O^+(\sup{2}P)] = [e]$ , correspondiendo el primer sumando al estado fundamental del O<sup>+</sup>. Luego:

$$[O^+(\sup{2}P)] = \frac{([e] - [O^+]) (k_6[e] + k_2[N_2] + k_4[O^+]) - (J_2 + \gamma_2)[O]}{(k_6 + k_5)[e] + k_2[N_2] + k_4[O] + \beta_1} \quad (24)$$

Esta expresión permite obtener O<sup>+</sup>(<sup>2</sup>D) a partir de la ecuación de neutralidad de carga, lo que nos lleva al N<sub>2</sub><sup>+</sup> necesario para el cálculo de la concentración de NO<sup>+</sup> (Ec.5). Los valores de O<sup>+</sup> son obtenidos de las mediciones del S3-2. Los valores de las concentraciones de neutros se obtuvieron a partir del modelo estático de Jacchia (1977).

## RESULTADOS Y DISCUSION

En la fig. 1 se muestra la trayectoria de la órbita 1550 del satélite S3-2 sobre el hemisferio sur para el día 25/3/76. A partir de las ecuaciones (19) y (22) hemos graficado en las figs. 2 (a y b) cada uno de los términos correspondientes a la producción y pérdida del O<sup>+</sup>(<sup>2</sup>D), para diferentes alturas sobre la órbita considerada. En la fig. 2a se muestran los términos de producción, observándose que el proceso de fotoionización por radiación solar y fotoelectrones sobre el oxígeno atómico es decididamente más importante que el proceso debido al ión

$[O^+(^2P)]$ , aunque este último no necesariamente pueda despreciarse.

En la fig. 2b se presenta la pérdida de  $[O^+(^2D)]$  donde se destacan dos mecanismos principales, desactivación por impacto electrónico y la reacción con  $N_2$ , esta última con un coeficiente  $k_2$  obtenido de las medidas realizadas en laboratorio (Johnsen y Biondi, 1980; Rowe et al., 1980). El coeficiente  $k_6$  está basado en el cálculo teórico realizado por Pradhan (1976). De la figura observamos que la velocidad de pérdida debido al  $N_2$  es mayor que la correspondiente a desactivación hasta alturas cercanas a los 300 km. A partir de esta altura hay una inversión. El término correspondiente a la desactivación con O se hace significativo abajo de los 260 km. En la fig. 3 se representan los valores calculados para los términos de producción y pérdida del  $N_2^+$ . En la producción, fig. 3a, los iones  $N_2^+$  son originados a partir de procesos inducidos por el sol sobre el nitrógeno molecular  $N_2$ ; esto es, directamente a partir de la fotoionización e indirectamente a través del impacto ionizante de fotoelectrones. Sin embargo, la principal fuente de  $N_2^+$  bajo las condiciones presentes, surge de la reacción con el ión metastable  $O^+(^2D)$ . Este mecanismo se hace completamente dominante en todo el rango de alturas involucrado. Sin embargo, la otra fuente de producción del  $N_2^+$  a partir del  $O^+(^2P)$  no es despreciable, como se observa en la figura 3a.

En la fig. 3b se muestran las pérdidas del  $N_2^+$ , observándose que el proceso de intercambio con el O es predominante solo a baja altura, siendo superado por el proceso de recombinación disociativa a partir de aproximadamente los 260 km.

La producción del  $NO^+$  se realiza a través de los procesos (1), (2) y (3) y cada término ha sido calculado separadamente (fig. 4a). De ella deducimos que existen dos procesos principales correspondientes a las reacciones (1) y (2), aunque el término correspondiente a la reacción (3) no resulta despreciable arriba de los 300 km. En consecuencia no se considera justificado ignorar este término, como lo hace Breig (1984), al menos arriba de los 300 km. La producción debida al O es preponderante a la de  $N_2$  en regiones bajas pero esta relación se invierte arriba de los 280 km aproximadamente.

Debe mencionarse que los valores de las concentraciones de  $O^+$  y  $N^+$  han sido obtenidos a partir de los datos experimentales del satélite S3-2 para la órbita considerada en este trabajo (fig. 5). El valor de  $N_2^+$  corresponde al calculado en este trabajo. El valor suma de los procesos de producción parcial también está representado en fig. 4a.

En la fig. 4b se muestran los valores de la densidad del  $N_2^+$  calcula-

dos a partir de la relación (14), para lo cual ha sido necesario obtener las concentraciones de los iones metastables y la concentración electrónica. Esta última fué determinada para cada punto considerando la neutralidad de carga:

$$\left[ e \right] = \sum_{i=1}^N \left[ M_i^+ \right] \quad (25)$$

Siendo  $\left[ M_i^+ \right]$  = concentración del ión  $M_i^+$

El valor calculado para la concentración de  $NO^+$  a partir de la relación (5) ha sido graficado también en la figura 4b, conjuntamente con los valores experimentales obtenidos con el espectrómetro de masas del satélite.

Se observa que los valores calculados están en acuerdo con los experimentales solo en la región de alturas inferiores a los 300 km, apartándose en un 100% arriba de la citada altura. Esto indicaría la necesidad de; a) incluir los términos de transporte en las ecuaciones. Esta tarea será encarada en un trabajo posterior, b) reajustar los coeficientes de las reacciones correspondientes, con referencia a modelos más realistas de los perfiles de temperatura, c) utilización de modelos actualizados de atmósfera neutra (por ejemplo; MSIS 83, Alcayde 81)

### CONCLUSIONES

El análisis teórico realizado y su comparación con las mediciones del satélite S3-2, nos conducen a las siguientes conclusiones:

a) El término de producción de  $NO^+$  debido a la reacción dada por la ecuación (3), no debe ser despreciado.

b) La teoría esbozada lleva a resultados satisfactorios solamente abajo de los 300 km, apartándose significativamente arriba de dicha altura.

c) La diferencia en defecto de los valores calculados para  $NO^+$  en comparación con los medidos, sugiere la necesidad de una o varias de las siguientes alternativas: i) introducción de términos de transporte en las ecuaciones de continuidad; ii) reajuste de los coeficientes de las reacciones correspondientes mediante el uso de perfiles de temperatura más realistas; iii) utilización de modelos actualizados de atmósfera neutra, tales como el MSIS 83 o el Alcayde 81.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Profesor Philbrick C.R. y al Laboratorio Geofísico de la Fuerza Aérea en Hanscom (EE.UU.), por suministrar los datos del satélite S3-2.

PIBLOGRAFIA

- Abdou, M.A.; D.G. Torr; P.G. Richards, and M.R. Torr (1982): "The effect on thermospheric chemistry of a resonant charge exchange reaction involving vibrationally excited  $N_2^+$  ions with atomic oxygen". *J. Geophys. Res.*, 87, 6324 - 6330.
- Albritton, D.L.; I. Dotan; W. Lindinger; M. McFarland; J. Tellinghuisen, and F.C. Fehsenfeld (1977): "Effects of ion speed distributions in flow drift tube studies on ion - neutral reactions". *J. Chem. Phys.*, 66, 410 - 421.
- Biondi, M.A. (1978): "Objections to the  $N_2^+ + e$  dissociative recombination coefficients inferred from analysis of Atmosphere Explorer measurements". *Geophys. Res. Lett.*, 5, 661 - 664.
- Breig E.J.; W.B. Hanson and J.H. Hoffman (1984): "Ionospheric chemistry of  $NO^+$ ". *J. Geophys. Res.*, 89, 2359 - 2368.
- Huntress, W.T., Jr., and V.G. Anicich (1976): "On the reaction of  $N^+$  ions with  $O_2$ ". *Geophys. Res. Lett.*, 3, 317 - 318.
- Johnsen, R., and M.A. Biondi (1980): "Laboratory measurements of the  $O^+(^2D) + N_2$  and  $O^+(^2D) + O_2$  reaction rate coefficients and their ionospheric implications". *Geophys. Res. Lett.*, 7, 401 - 403.
- Kirby, K.; E.R. Constantinides, S. Babeu, M. Oppenheimer, and G.A. Victor (1979): "Photoionization and photoabsorption cross sections of He, O,  $N_2$  and  $O_2$  for aeronomic calculations". *Atomic Data and Nuclear Data Tables*, 23, 63 - 81.
- McFarland, M.; D.L. Albritton; F.C. Fehsenfeld; E.E. Ferguson, and A.L. Schmeltekopf (1974): "Energy dependence and branching ratio of  $N_2^+ + O$  reaction". *J. Geophys. Res.*, 79, 2925 - 2926.
- Oppenheimer, M.; A. Dalgarno, and H.C. Brinton (1976): "Ion chemistry of  $N_2^+$  and the solar ultraviolet flux in the thermosphere". *J. Geophys. Res.*, 81, 3762 - 3766.
- Oppenheimer, M.; E.R. Constantinides; K. Kirby - Docken; G.A. Victor; A. Dalgarno, and J.H. Hoffman (1977): "Ion photochemistry of the thermosphere from Atmosphere Explorer C. measurements". *J. Geophys. Res.*, 82, 5485 - 5492.

- Orsini, N.; D.G. Torr; H.C. Brinton; L.H. Brace; W.B. Hanson; J.H. Hoffman, and A.O. Nier (1977 a): "Determination of the N<sub>2</sub><sup>+</sup> recombination rate coefficient in the ionosphere". *Geophys. Res. Lett.*, 4, 431 - 433.
- Orsini, N.; D.G. Torr; M.R. Torr; H.C. Brinton; L.H. Brace; A.O. Nier; and J.C.G. Walker (1977 b): "Quenching of metastable <sup>2</sup>O oxygen ions in the thermosphere by atomic oxygen". *J. Geophys. Res.*, 82, 4829 - 4833.
- Pradhan, A.K. (1976): "Collision strengths for [OII] and [SII] ". *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 177, 31 - 38.
- Rowe, B.R.; D.W. Fahey; F.C. Fehsenfeld, and D.L. Albritton (1980): "Rate constants for the reactions of metastable O<sup>+</sup> ions with N<sub>2</sub> and O<sub>2</sub> at collision energies 0.04 to 0.2 eV and the mobilities of these ions at 300 K". *J. Chem. Phys.*, 73, 194 - 205.
- Rusch, J.W.; D.G. Torr; P.B. Hays, and J.C.G. Walker (1977): "The OII (7319 - 7330 Å) dayglow". *J. Geophys. Res.*, 82, 719 - 722.
- Torr, D.G.; M.R. Torr; J.C.G. Walker; L.H. Brace; H.C. Brinton; W.B. Hanson; J.H. Hoffman; A.O. Nier, and M. Oppenheimer (1976): "Recombination of NO<sup>+</sup> in the ionosphere". *Geophys. Res. Lett.*, 3, 209 - 212.
- Torr, D.G.; N. Orsini; M.R. Torr; W.B. Hanson; J.H. Hoffman, and J.C.G. Walker (1977): "Determination of the rate coefficient for the N<sub>2</sub><sup>+</sup> + O reaction in the ionosphere". *J. Geophys. Res.*, 82, 1631 - 1634.
- Torr, D.G.; and N. Orsini (1978): "The effect of N<sub>2</sub><sup>+</sup> recombination on the aeronomic determination of the charge exchange rate coefficient of O<sup>+</sup>(<sup>2</sup>D) with N<sub>2</sub>". *Geophys. Res. Lett.*, 5, 657 - 659.
- Torr, D.G., and M.R. Torr (1978): "Review of rate coefficients of ionic reactions determined from measurements made by the Atmosphere Explorer satellites". *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 327 - 340.
- Torr, D.G., and M.R. Torr (1979): "Chemistry of the thermosphere and ionosphere". *J. Atmos. Terr. Phys.*, 41, 797 - 839.
- Torr, D.G.; P.B. Richards, and M.R. Torr (1980): "Ionospheric composition: the seasonal anomaly explained". *AGARD. Conf. Proc.*, N° 295, 18.
- Torr, D.G., and M.R. Torr (1980): "Determination of the thermal rate

- coefficient, products, and branching ratios for the reaction of  $O^+(^2D)$  with  $N_2$ ". *J. Geophys. Res.*, 85, 783 - 787.
- Torr, D.G.; P.G. Richards, and M.R. Torr (1981): "The effect of vibrationally excited  $N_2^+$  ions on thermospheric chemistry"(abstract). *Eos Trans. AGU.*, 62, 339.
- Torr, M.R.; J.P. St. Maurice, and D.G. Torr (1977): "The rate coefficient for the  $O^+ + N_2$  reaction in the ionosphere". *J. Geophys. Res.*, 82, 3287 - 3290.
- Torr, M.R., and D.G. Torr (1980): "Temperature dependence of the rate coefficient for charge exchange of metastable  $O^+(^2D)$  with  $N_2$ ". *Geophys. Res. Lett.*, 7, 103 - 105.
- Torr, M.R.; D.G. Torr, and R.A. Ong (1980): "Comparison of the  $N_2^+$  photochemistry at different phases of the solar cycle". *J. Geophys. Res.*, 85, 2171 - 2176.
- Torr, M.R., and D.G. Torr (1982): "The role of metastable species in thermosphere". *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 91 - 144.
- Walls, F.L., and G.H. Dunn (1974): "Measurement of total cross sections for electron recombination with  $NO^+$  and  $O_2^+$  using ion storage techniques". *J. Geophys. Res.*, 79, 1911 - 1915.
- Zipf, E.C. (1980): "The dissociative recombination of vibrationally excited  $N_2^+$  ions". *Geophys. Res. Lett.*, 7, 645 - 648.
- Zeippen, C.J. (1982): "Transition probabilities for forbidden lines in the  $2p^3$  configuration". *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 198, 111 - 125.

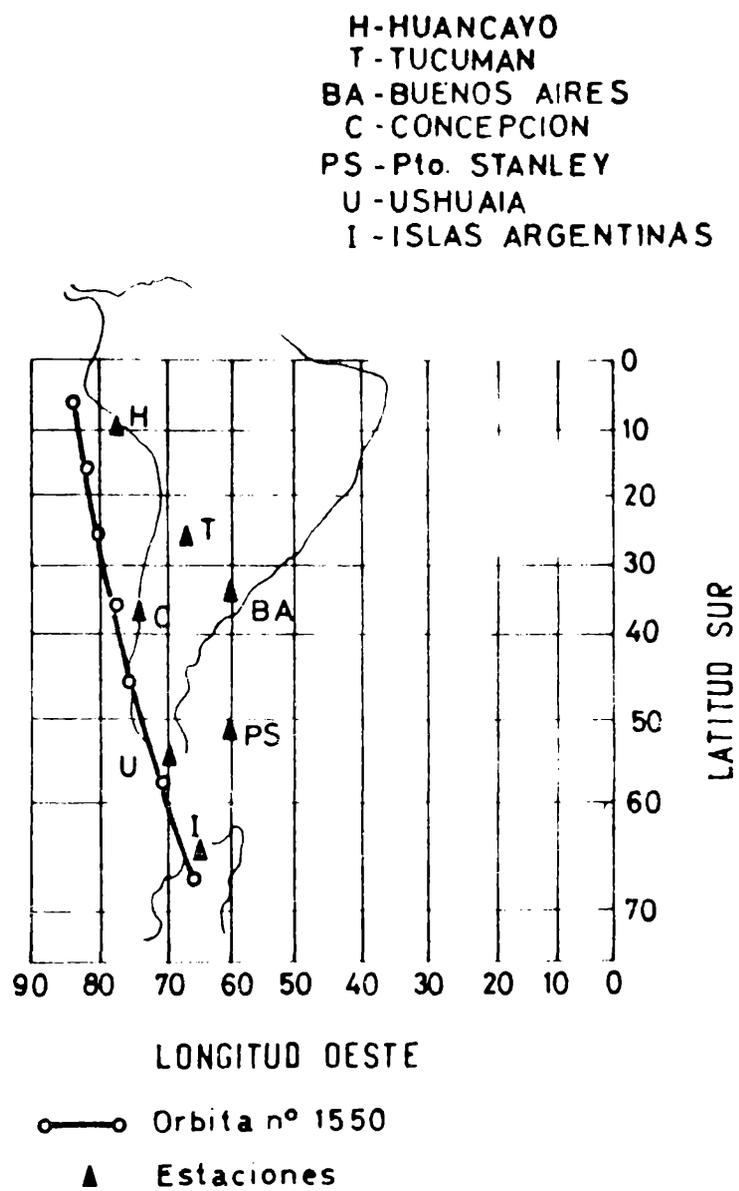


Fig. 1) Trayectoria del satélite S3-1 en su pasaje N° 1550 sobre Sudamérica.

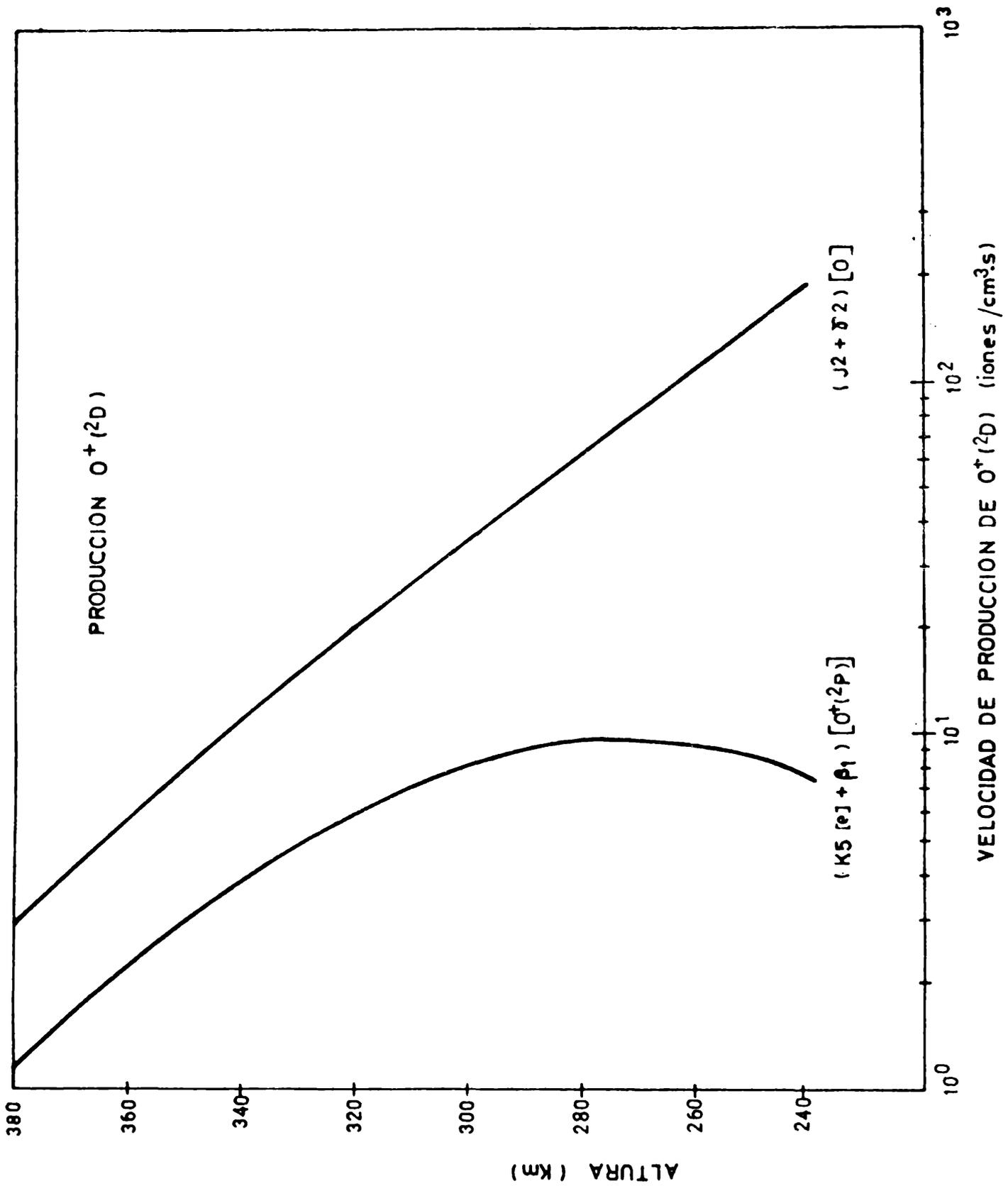


Fig. 2a) Producción del ión O<sup>+</sup>(<sup>2</sup>D) en función de la altura, de acuerdo a la ecuación (19).

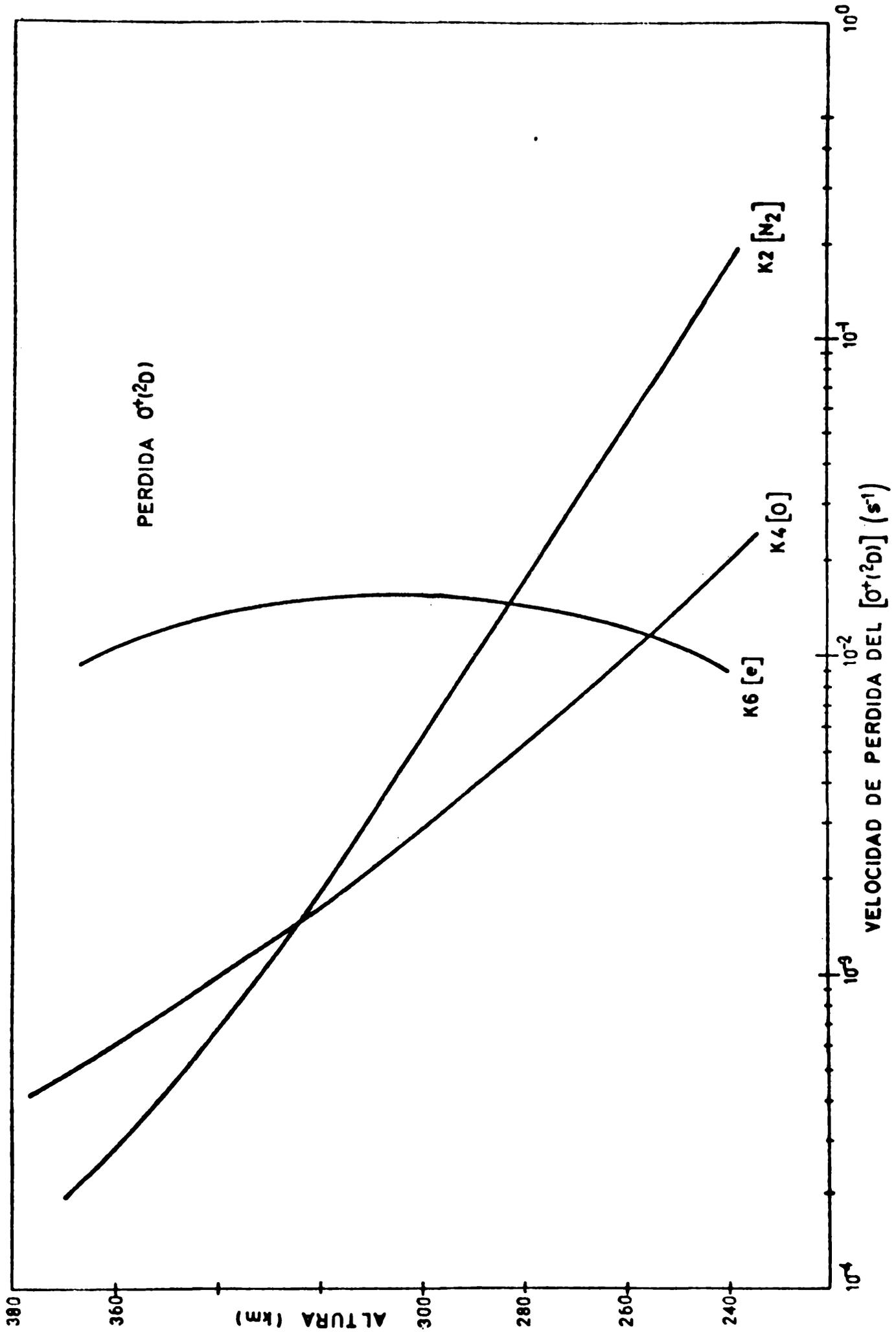


Fig. 2b) Pérdida del ión  $O^+(^2D)$  en función de la altura, de acuerdo a la ecuación (22).

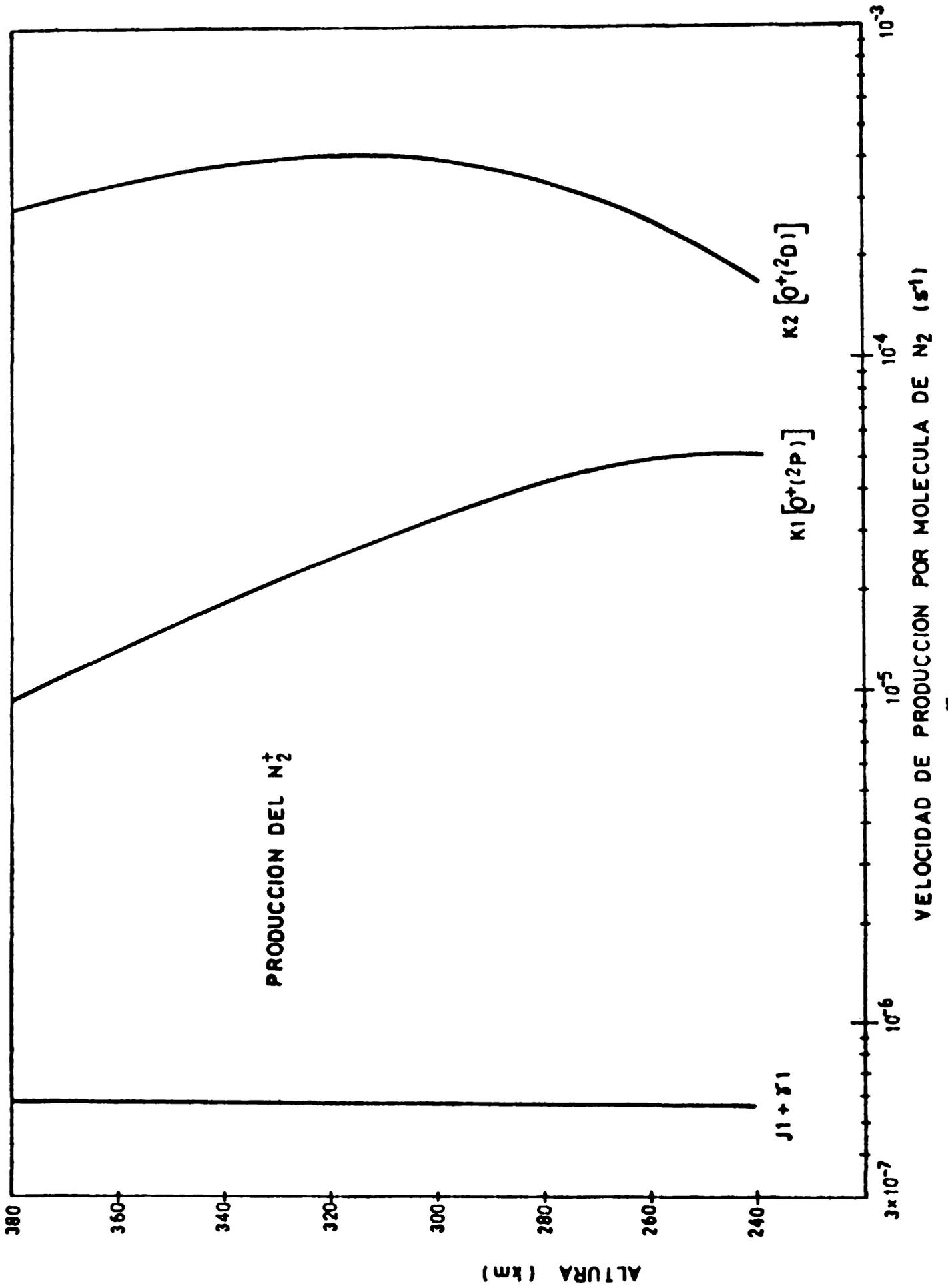


Fig. 3a) Producción del ión  $N_2^+$  en función de la altura, de acuerdo a la ecuación (11)

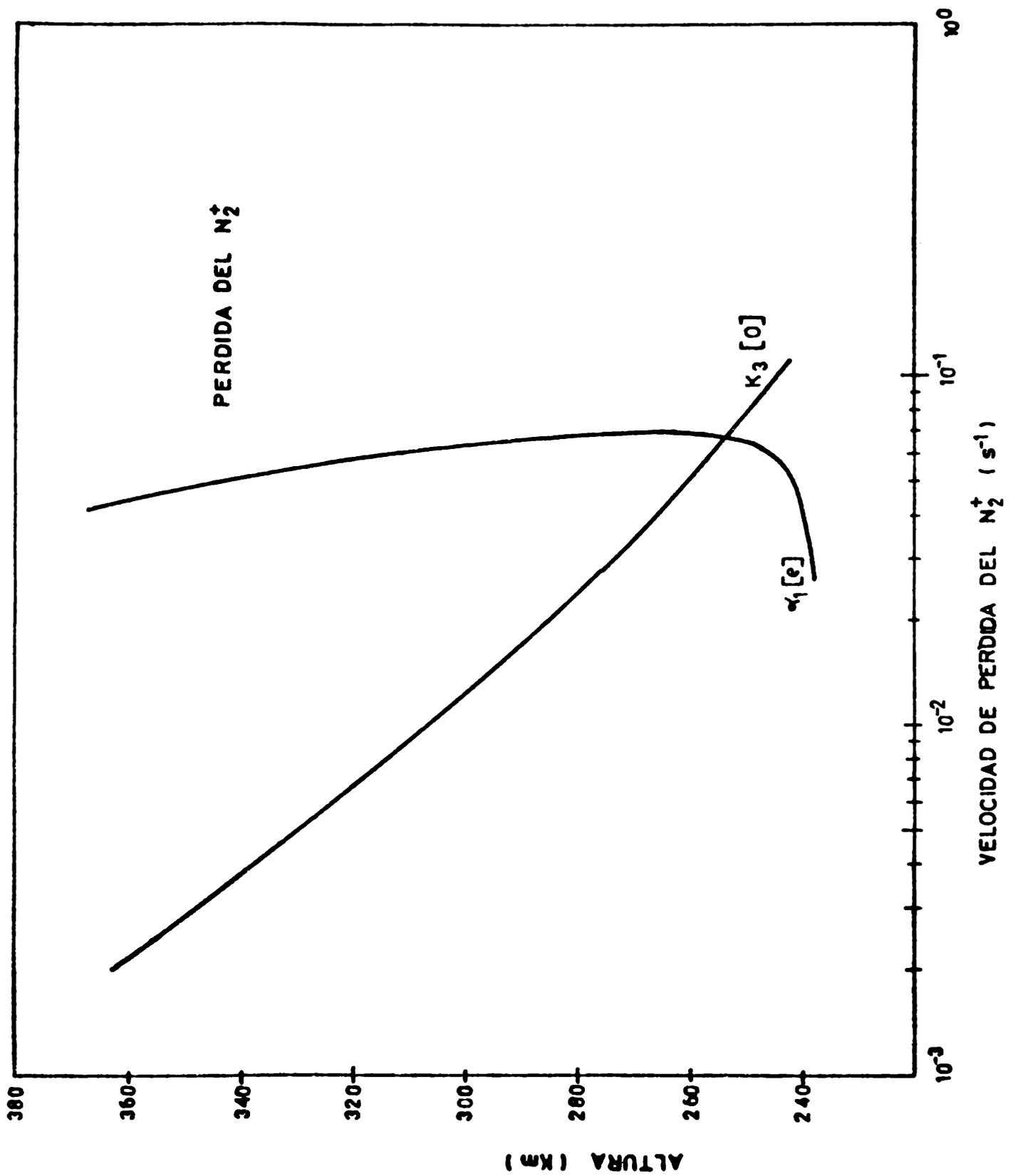


Fig. 3b) Pérdida del ión N<sub>2</sub><sup>+</sup> en función de la altura, de acuerdo a la ecuación (13).

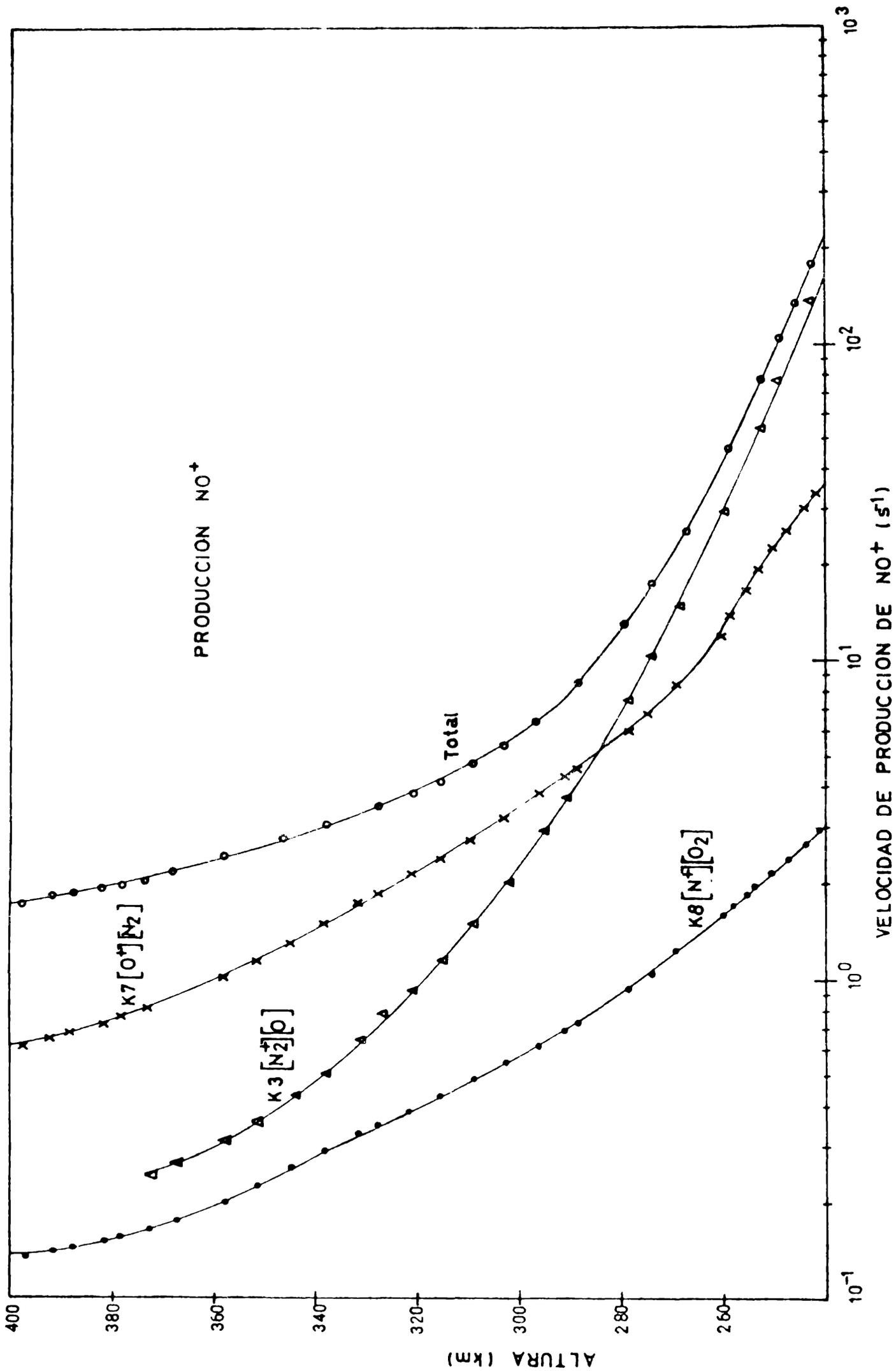


Fig. 4a) Diferentes términos de la producción de NO<sup>+</sup> en función de la altura, según ecuación (5). Se incluye la producción total.

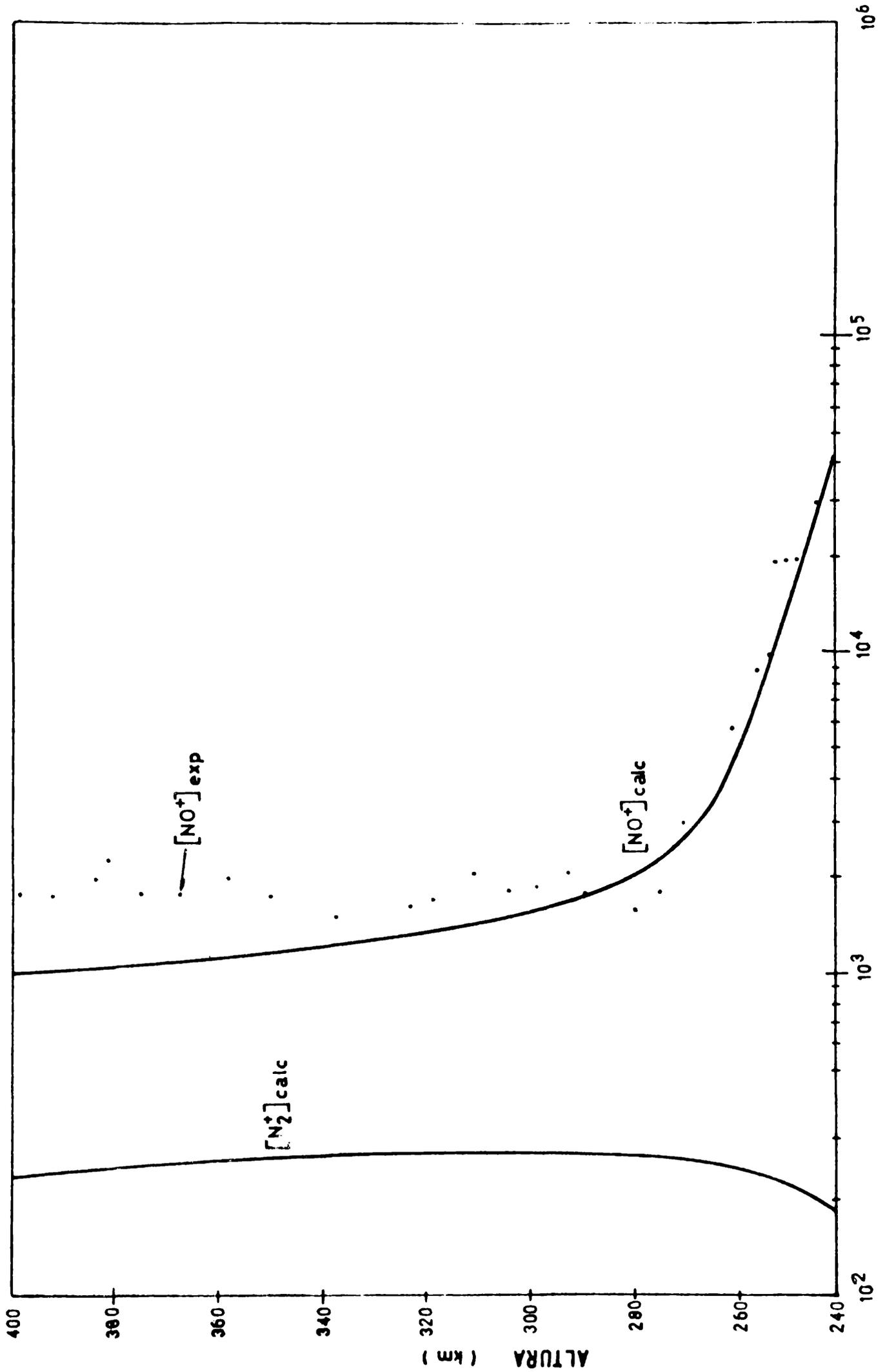


Fig. 4b) Valores del NO<sup>+</sup> medidos por el satélite S3-2 y calculados. Se muestran también los valores calculados del N<sub>2</sub><sup>+</sup>.

PERIGEO  
 ALT. (km) = 239.29  
 LONG. (E) = 278.58  
 LAT. (DEG) = -20.70  
 TMG (S) = 13284.8  
 TIEMPO LOCAL 22.20 (M)

MSIV S3-2 REV. No. 1550.  
 DIA DE LA ORBITA 25/3/76

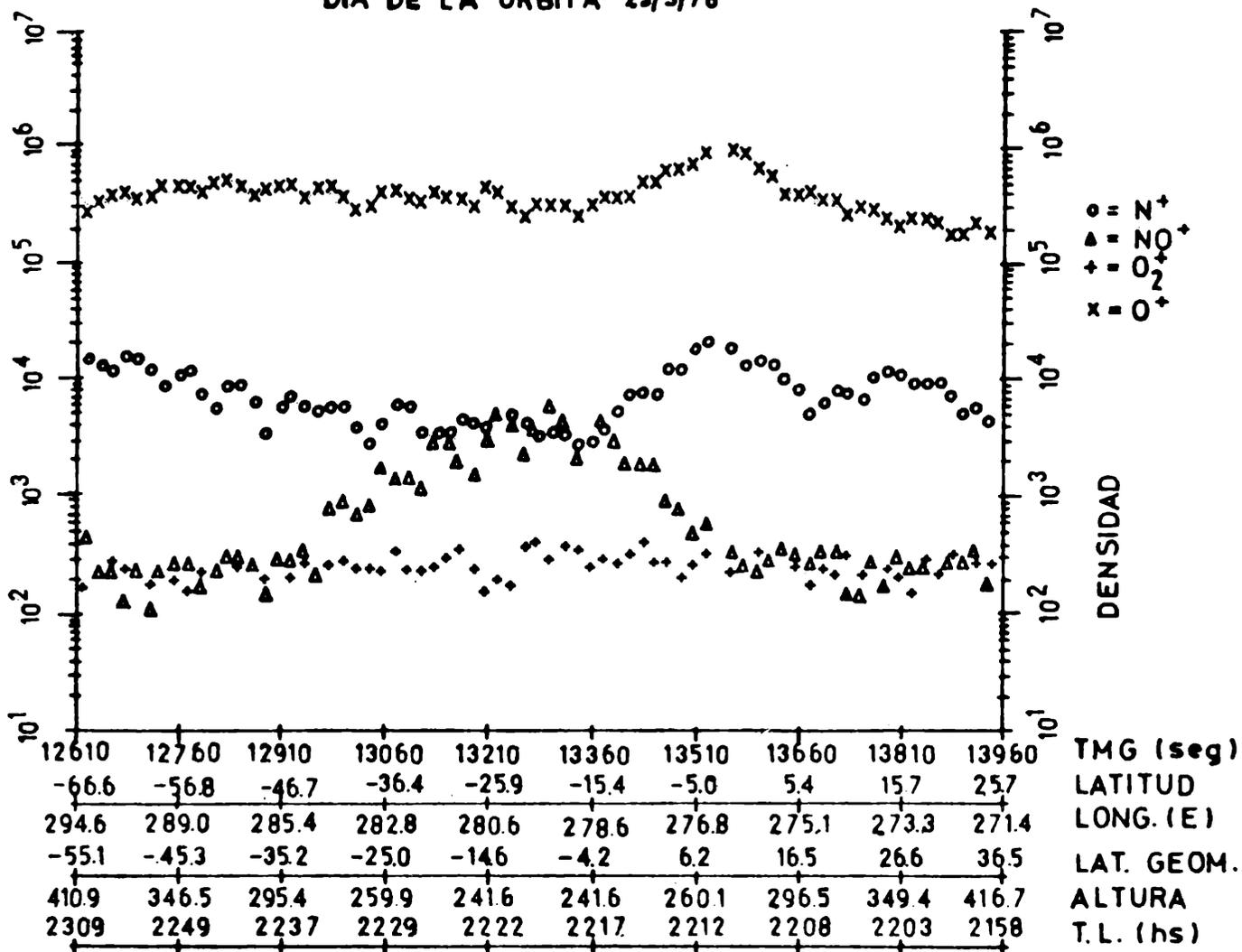


Fig. 5) Densidad de iones atómicos y moleculares medidos por el satélite S3-2 en su pasaje 1550 sobre sudamérica.

