

Procura de vida extraterrestre: habitabilidade do sistema planetário Gliese 667C

J. A. de Freitas Pacheco

Observatoire de la Côte d'Azur, France

Resumo

Neste breve artigo são discutidas as condições de habitabilidade de exoplanetas, em particular aquelas que afetam diretamente a existência de água líquida na superfície. O clima dos planetas depende fortemente da presença de uma atmosfera, dos gases relacionados com o efeito estufa e do ciclo do carbono-silicato, que garante a estabilidade do clima em escalas geológicas. Uma aplicação é feita ao sistema planetário presente em Gliese 667C, constituído por cinco “super-Terras”. Mostraremos que apenas Gliese 667C c apresenta condições climáticas adequadas ao desenvolvimento da vida.

Abstract

In this short paper are discussed the habitability conditions of exoplanets and, in particular, those affecting directly the presence of liquid water at the surface. The climate of planets depends strongly on the presence of an atmosphere, on the greenhouse gases and on the carbon-silicate cycle, which guarantees the climate stability over geological timescales. These ideas are applied to the planetary system present in Gliese 667C constituted by five “super-Earths”. The present analysis suggests that only Gliese 667C c has climate conditions adequate for the emergence of life.

Palavras-chave: astrobiologia, Gliese 667C, exoplanetas, habitabilidade, emergência da vida.

Keywords: astrobiology, Gliese 667C, exoplanets, habitability, life emergency.

DOI: [10.47456/Cad.Astro.v3n2.38324](https://doi.org/10.47456/Cad.Astro.v3n2.38324)

1 Introdução

A Astrobiologia é um campo multidisciplinar cujo objetivo é investigar a existência de vida extraterrestre, seja qual for seu nível de evolução. A questão da presença de vida em outros mundos tem sido debatida desde a Antiguidade e, em particular, durante o apogeu da civilização grega. Com a descoberta do primeiro exoplaneta em 1995 pelos astrônomos suíços Michel Mayor e Didier Queloz, novas perspectivas surgiram para que especulações sobre vida extraterrestre estejam agora fundamentadas em bases mais sólidas.

A procura de vida extraterrestre necessita de algumas hipóteses simplificadoras que permitam a elaboração de um cenário, em geral baseado no que sabemos sobre a Terra, que permita ou favoreça a emergência da vida. Admitiremos, por exemplo, o princípio estabelecido por Norman Pace [1], o qual estabelece que a vida está fundamentada em processos físico-químicos universais otimizados e na capacidade de formação de cadeias moleculares pelo átomo de carbono.

Outras alternativas como, por exemplo, substituir o carbono pelo silício, estão excluídas pelas observações astronômicas, que mostram apenas moléculas carbonadas complexas nos objetos cósmicos, mesmo nos mais distantes.

Os organismos são “máquinas” que transformam e consomem energia do meio via um processo denominado “metabolismo”. Os organismos se replicam e os erros de replicação produzem evolução e diversificação segundo os princípios de Darwin. As formas mais primitivas, esperadas serem as mais comuns no universo, devem ter características de bactérias e/ou archaea, ou seja, dimensões de alguns microns, membrana envoltória rígida, podendo se desenvolver em ambientes extremos. Alguns micro-organismos podem sobreviver em um estado “inerte” por milhões de anos como, por exemplo, aqueles encontrados no pergelissolo siberiano [2] ou em “pérolas” de âmbar [3].

Os processos químicos que levam à emergência da vida estão relacionados com cadeias de reações

autocatalíticas envolvendo ciclos de autoalimentação [4]. Segundo este autor, o custo energético para a manutenção de tais reações autocatalíticas é da ordem de 150 kJ/mol. Isto significa que a manutenção da vida requer fontes de energia capazes de sustentar as reações consideradas. Deve-se salientar que a vida pode existir na ausência de fontes de luz através do uso, por exemplo, de fontes inorgânicas de energia. Este é o caso de micro-organismos quimiolitótrofos que se desenvolvem em uma biosfera subterrânea protegida da radiação solar [5].

A habitabilidade de um planeta refere-se à capacidade do mesmo em abrigar seres vivos. Tanto a habitabilidade como a emergência da vida dependem de características físico-químicas, bem como geológicas do ambiente considerado. A existência de água líquida é um fator fundamental, pois a água é praticamente um solvente “universal” capaz de estabilizar macromoléculas, orientar moléculas hidrofóbicas e hidrofílicas necessárias a emergência e ao desenvolvimento da vida. No entanto, é preciso salientar que a caracterização do ambiente é geralmente baseada no que se sabe dos nichos terrestres, mas a descoberta contínua de micro-organismos extremófilos tem permitido uma evolução permanente do conceito de habitabilidade [6].

Neste artigo apresentaremos uma breve revisão dos diferentes aspectos que devem ser considerados na habitabilidade de um planeta. Exemplificaremos a discussão com uma análise do sistema planetário Gliese 667C. Na Seção 2 examinaremos as condições astronômicas; na Seção 3 serão discutidas as condições físicas da superfície e a presença de uma atmosfera; na Seção 4 discutir-se-á o sistema Gliese 667C e, finalmente, na Seção 5 serão apresentadas as principais conclusões.

2 Aspectos astronômicos

Diferentes aspectos astronômicos afetam a habitabilidade de um planeta. Inicialmente, sua posição no disco protoplanetário na época de sua formação, não necessariamente coincidente com a posição atual no sistema. Isto porque o planeta pode migrar devido interações com o material do disco, bem como devido a ressonâncias orbitais com planetas gigantes. Mesmo na ausência de “júpiteres” pode ocorrer uma migração de “comboio”, onde todos os planetas migram devido a

ressonâncias em cadeia, como é o caso do sistema planetário Trappist-1 [7, 8]. A posição atual define a intensidade da radiação recebida da estrela central, fator preponderante no estabelecimento do clima que reinará no planeta. A posição inicial indica, via modelização do disco protoplanetário, se o planeta foi formado além ou aquém da linha de água, que define a zona a partir da qual a água pode se condensar e formar minerais hidratados. Estes minerais poderão estar presentes na crosta do planeta, caso este tenha sido formado além da linha de condensação, constituindo uma fonte de água que poderá ser liberada posteriormente através de processos de subducção e vulcanismo da crosta. Por exemplo, o silicato de magnésio $3(MgO) - 4(SiO_2) - H_2O$ contém 4.75% de água em massa, a qual pode ser liberada em temperaturas da ordem de 870 K. Retornaremos a este aspecto mais adiante.

Uma importante fração de sistemas planetários tem sido detectada em estrelas de tipo M , que dominam a população estelar da Galáxia. Estrelas M são, em geral, muito mais ativas que o Sol, sendo uma importante fonte de raios-X e de raios cósmicos de baixa energia (dezenas de MeV), produzidos durante erupções coronais. A maioria destes sistemas planetários contém planetas de curto período orbital (notar que há um viés de detecção em favor destes planetas), portanto próximos da estrela central. Neste caso, tais planetas estão submetidos a uma radiação energética que pode afetar a emergência e/ou o desenvolvimento da vida, caso o planeta seja desprovido de um “escudo” magnético eficaz. Esta questão será abordada com mais detalhes em um artigo por A. Valio, incluído neste volume.

O primeiro exoplaneta descoberto, 51 Pegasi b, em 1995, é similar ao planeta Júpiter, mas encontra-se muito próximo de sua estrela, o que acarreta uma temperatura atmosférica bastante elevada. Desde então, inúmeros planetas deste tipo foram detectados, constituindo uma categoria denominada de “júpiteres quentes”. A explicação para a existência de planetas gigantes com curtos períodos orbitais é a migração destes durante as fases iniciais de formação. Por que isto não ocorreu no sistema solar? O processo de migração no disco protoplanetário é bastante complexo, mas simulações numéricas sugerem algumas explicações [9]. Júpiter é suficientemente massivo para criar uma brecha no disco protopla-

netário enquanto que Saturno, com menor massa, é incapaz. Nestas condições, Saturno continua interagindo com o material do disco, o que força uma aproximação com Júpiter, até que suas orbitas satisfaçam a condição de ressonância 2:3 entre seus períodos orbitais. Quando isso ocorre, os dois planetas ocupam a mesma brecha, mas a interação de Júpiter com a parte interna do disco transfere momento angular ao planeta, afastando-o do centro. Por outro lado, Saturno interage com a parte externa do disco, produzindo um efeito oposto. No entanto, sendo mais massivo, o torque exercido em Júpiter predomina e ambos os planetas migram agora para o exterior de tal forma que a condição de ressonância seja mantida. Isto constitui o chamado processo de “vai e vem”, que explica a existência júpiteres quentes em alguns exossistemas planetários, mas não no sistema solar. A migração reversa só é possível se a massa do planeta gigante externo for inferior ao do planeta gigante interior. As simulações indicam que a razão de massas deve estar no intervalo entre 1:4 e 1:2, condizente com a razão 1:3 satisfeita por Saturno e Júpiter no sistema solar.

A rotação do planeta é um outro fator que afeta o clima, pois define a sucessão dia-noite e a consequente redistribuição da energia recebida da estrela central. Planetas próximos da estrela central podem estar em rotação síncrona (períodos orbital e de rotação coincidentes) devido as forças de maré. Isto ocasiona uma irradiação constante do hemisfério iluminado e uma distribuição não uniforme da temperatura ao longo da superfície. Em alguns casos, por exemplo, Corot-7b, o primeiro exoplaneta rochoso detectado, a temperatura estimada na região iluminada é da ordem de 1700 K, o que forma um verdadeiro “oceano de lava” na superfície. No entanto, as diferenças de temperatura entre o lado iluminado e o lado escuro podem ser amenizadas por fluxos convectivos da atmosfera, que transportam energia do lado diurno para o noturno. A inclinação do eixo de rotação é outro fator importante, pois permite a existência de ciclos inverniais e estivais. A irradiação sofrida pelo planeta depende da luminosidade da estrela central (ou de sua massa, pois para estrelas da Sequência Principal, existe uma relação massa-luminosidade bem definida) e também de sua temperatura efetiva. Esta última define a região espectral onde o máximo de energia irradiada ocorre, o que pode afetar, por exemplo,

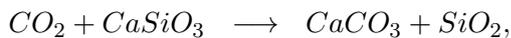
o processo de fotossíntese e as características físicas de seres complexos que porventura tenham emergido no planeta.

3 Características físicas requeridas

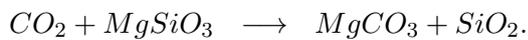
Para a emergência e o desenvolvimento da vida, mesmo em suas formas mais primitivas, isto é, micro-organismos monocelulares, a presença de água líquida é requerida. Isto significa que a temperatura da superfície deve estar em um intervalo de valores que depende da pressão atmosférica. Na Terra, tal intervalo varia entre 273 K, ponto de congelamento da água e 373 K, temperatura onde ocorre a vaporização. No entanto, em pressões mais elevadas, o estado líquido pode existir mesmo em temperaturas da ordem de 400-500 K. Por outro lado, a presença de sais dissolvidos na água podem abaixar o ponto de congelamento e o estado líquido pode permanecer mesmo em temperaturas inferiores a 273 K, o que explicaria a presença de oceanos subterrâneos em Europa, lua de Júpiter ou em Encélado, lua de Saturno. A temperatura ambiental depende de diversos fatores tais como: 1) a irradiação pela estrela central – a Terra, por exemplo, recebe do Sol um fluxo de 1360 W/m^2 ; 2) o albedo atmosférico e da superfície, que define a fração da radiação refletida pelo solo e/ou oceanos em relação a radiação incidente e 3) os gases responsáveis pelo efeito estufa tais como o CH_4 , o CO_2 e o vapor de água. A circulação atmosférica é outro fator importante no estabelecimento das condições climáticas, pois redistribui a energia da atmosfera entre as regiões equatorial e polares (células de Hadley), bem como entre os hemisférios diurno e noturno.

A vida média da molécula do CO_2 na atmosfera terrestre é da ordem de 300-1000 anos e o conteúdo do CO_2 atmosférico depende do ajuste entre os mecanismos de produção e de destruição. A produção do CO_2 é devida essencialmente aos processos de desgaseificação da crosta e a emissão vulcânica. No entanto, hoje na Terra, a produção do CO_2 devida a atividade humana é cerca de duas ordens de grandeza superior a produção natural. Diferentes processos químicos na atmosfera destroem o CO_2 e, em um planeta com atividade biótica vegetal, processos de fotossíntese convertem o CO_2 em O_2 , alterando a composição química da atmosférica, como ocorreu com a Terra

há 2,3 bilhões de anos. A produção do CO_2 em escalas de milhares de anos é intermitente, o que pode levar a eras de baixas temperaturas, como as diferentes glaciações ocorridas durante a história da Terra. Em escalas de tempo geológicas, a produção natural do CO_2 é mais “uniforme” enquanto que os processos de sequestro resultam da absorção pelos oceanos e subsequente intemperismo associado ao processo de subducção do fundo oceânico, bem como da interação com silicatos das rochas da superfície (intemperismo) via reações de Urey, isto é,



ou



Estas reações absorvem o CO_2 atmosférico produzindo carbonatos de cálcio ou de magnésio que, em seguida, serão transportados ao manto interno pelos processos de subducção relacionados com a tectônica de placas. Assim, o controle atmosférico do CO_2 necessita de uma atividade tectônica. Este mecanismo não é operativo se a superfície continental for inferior a 10^{-4} da superfície total do planeta [10]. Convém lembrar que a cadeia de ilhas havaianas representa cerca de $2,9 \times 10^{-5}$ da superfície terrestre.

A massa M_C de CO_2 na atmosfera é controlada por uma equação da forma [11, 12]

$$\frac{dM_C}{dt} = V - W_{con} - W_{oce} \quad (1)$$

onde V representa as emissões de CO_2 (desgaseificação da crosta e vulcanismo), enquanto que W_{con} e W_{oce} representam os diferentes processos de sequestro do CO_2 , principalmente os devido ao intemperismo continental e oceânico. Atualmente, na Terra, as emissões naturais de CO_2 representam um valor da ordem de 330 Mt/ano (Mt/ano = mega toneladas por ano), segundo as estimativas da Ref. [13], mas a incerteza deste valor é bastante elevada. Em comparação, as emissões devido a atividade humana, segundo dados de 2020 do Banco Mundial, são da ordem de 35.000 Mt/ano, ou seja, duas ordens de grandeza superior. A função W_{con} descrevendo o intemperismo depende da temperatura da superfície e da pressão relativa do CO_2 na atmosfera (ver, por exemplo, a Ref. [14]) enquanto que W_{oce} depende praticamente da temperatura [10].

Em geral, a variação da pressão relativa do CO_2 ocorre em uma escala de tempo da ordem de milhares de anos e, em primeira aproximação, pode-se considerar uma situação de equilíbrio tal que $V - W_{con} + W_{oce} = 0$, condição aproximadamente satisfeita atualmente na Terra. A solução desta equação permite determinar a temperatura da superfície em função da pressão relativa do CO_2 na atmosfera, no caso de uma situação estabilizada do clima. Nestas condições, a evolução da temperatura depende fortemente da atividade vulcânica. No caso da Terra, a atividade vulcânica foi muito mais importante no passado e, conseqüentemente, a concentração do CO_2 deve ter sido mais elevada. Por outro lado, a relação entre temperatura e concentração do CO_2 pode ser calculada igualmente a partir de um modelo de atmosfera, que será discutido mais adiante. A solução comum indica tanto o valor da temperatura como o da concentração do CO_2 que estabilizam o clima.

Em escalas da ordem de alguns milhões de anos a emissão vulcânica varia, produzindo flutuações na temperatura média da Terra, o que afeta o clima. Camadas de gelo da região Antártica (estação Vostok) indicam que, nos últimos 400.000 anos houveram variações com intervalos da ordem de 100.000 anos na concentração do CO_2 atmosférico, fortemente correlacionadas com as variações de temperatura. Os dados indicam que a concentração do CO_2 oscilou entre 190 ppmv e 290 ppmv (notar que, em 2021, devido a atividade humana, a concentração medida foi de 416 ppmv) enquanto que a temperatura média global oscilou entre $18^\circ C$ e $10^\circ C$ (lembrar que o valor de referência pré-industrial é $15^\circ C$). Há 500 milhões de anos, a temperatura era da ordem de $33^\circ C$. Com o forte desenvolvimento da vegetação na chamada “explosão do Cambriano”, o CO_2 começou a ser estocado e a temperatura caiu para valores da ordem de $18^\circ C$ em apenas 50 milhões de anos. Entre 270 e 370 milhões atrás houve uma redução na atividade vulcânica, resultando em uma fase de resfriamento do clima, com temperaturas da ordem de $10^\circ C$. Há 250 milhões de anos, no fim do período Permiano, havia um único continente, a Pangeia e um único oceano, o Pantalassa. Uma importante atividade vulcânica ocorreu nesse momento, produzindo um enorme derramamento de lava na região hoje conhecida como Sibéria, a qual produziu um aumento da

temperatura ($33^{\circ}\text{C} - 35^{\circ}\text{C}$). Esta forte atividade vulcânica não somente aumentou a temperatura, mas também diminuiu a produtividade básica da cadeia alimentar, causando uma das maiores extinções de massa conhecidas da história da Terra, onde desapareceram cerca de 96% das espécies marinhas e 76% das espécies terrestres.

A curta digressão acima ilustra a dificuldade em conhecer-se a evolução do clima terrestre e como os nichos de vida foram afetados tendo em vista a complexidade dos fatores que os afetam. Fica claro que o conhecimento da habitabilidade de um exoplaneta será sempre limitado pelo número restrito de parâmetros que se pode obter a partir de observações feitas tanto a partir do solo como do espaço próximo.

3.1 Atmosferas planetárias

Se a Terra fosse desprovida de uma atmosfera, a temperatura superficial seria o resultado do balanceamento entre a energia radiativa recebida do Sol e aquela irradiada para o espaço no infravermelho. Se introduzirmos uma atmosfera e desprezarmos inicialmente os efeitos de retroalimentação, apenas efeitos de difusão e absorção da radiação solar estarão presentes. Assim, cerca de 22,5% da radiação solar incidente na Terra é espalhada pelas moléculas da atmosfera (espalhamento Rayleigh) e pelas gotículas de vapor de água que constituem as nuvens (espalhamento de Mie). Incluindo-se os 8,7% refletidos em média pela superfície, o balanceamento energético permite estimar uma temperatura de equilíbrio da ordem de -20°C (253 K). Se esta fosse a temperatura da Terra, não haveria água líquida na superfície. No entanto, a temperatura observada é aproximadamente $+15^{\circ}\text{C}$ (288 K), fato que pode ser explicado se a atmosfera agir como um “cobertor”, providenciando um aquecimento adicional da superfície. Tal efeito de “cobertor” é conhecido na literatura como efeito “estufa”.

Em poucas palavras, o efeito “estufa” pode ser assim explicado: a radiação solar absorvida pela superfície é termalizada e irradiada na região infravermelha do espectro. Parte desta radiação infravermelha é absorvida por gases que contribuem ao efeito estufa, como o CO_2 , o CH_4 e o vapor de água. A re-emissão desta radiação pelas moléculas em questão produz um campo difuso de radiação infravermelha na atmosfera. Parte desta radiação escapa para o espaço e parte é

reabsorvida pela superfície, contribuindo ao balanço energético que fixa a temperatura continental e oceânica.

Embora a física da atmosfera seja bastante complexa, vamos considerar aqui, por razões didáticas, um modelo muito simples que permite entender o mecanismo do efeito estufa. Vamos supor que a atmosfera esteja em equilíbrio hidrostático, desprezando-se todo o processo de circulação atmosférica. Considera-se que o transporte radiativo é dominante, o que significa a não inclusão de processos convectivos que, certamente, tem um papel importante nas camadas atmosféricas próximas do solo. Nestas condições, pode-se mostrar que a temperatura da superfície é dada aproximadamente por

$$T_S = 278 \left(\frac{L}{L_{\odot}} \right)^{1/4} \frac{(1-A)^{1/4}}{\sqrt{a}} G(\tau_0) \text{K}. \quad (2)$$

Na equação acima, L é a luminosidade bolométrica da estrela central, L_{\odot} é a luminosidade do Sol, A é o albedo do planeta (atmosfera + superfície) na região visível do espectro e a é a distância entre o planeta e a estrela em unidades astronômicas. O efeito estufa está representado pela função $G(\tau_0)$, onde τ_0 é a profundidade ótica da atmosfera no infravermelho. Se $\tau_0 = 0$, ou seja $G(0) = 1$, não há efeito estufa. Uma solução analítica da solução da equação de transferência radiativa com as condições explicitadas acima e válida para $\tau_0 < 1$ é

$$G(\tau_0) = \left(1 + \frac{\tau_0}{2} \right)^{1/4}. \quad (3)$$

Para simplificar o modelo, considera-se que o efeito estufa esteja dominado pelo CO_2 , que possui duas importantes bandas de absorção no infravermelho em torno de 4,2 mm e 16 mm. Neste caso, para uma atmosfera cuja densidade varia exponencialmente com a altura, a profundidade ótica no infravermelho é

$$\tau_0 = k_{IV} \frac{(p\text{CO}_2)}{g}, \quad (4)$$

onde k_{IV} (em m^2/kg) é o coeficiente de absorção por unidade de massa, $p\text{CO}_2$ é a pressão parcial do CO_2 na atmosfera e g é a aceleração da gravidade do planeta. Levando-se em conta as bandas de absorção do CO_2 acima mencionadas, pode-se colocar a expressão da profundidade ótica na

forma

$$\tau_0 = 1.3 \times 10^8 P \frac{(pCO_2)}{\mu g}. \quad (5)$$

Na expressão acima, μ é a massa molecular dos gases atmosféricos, a pressão atmosférica P e a pressão parcial do CO_2 são dadas em bar e a aceleração da gravidade em cm/s^2 . Notar que o surgimento da pressão atmosférica P na expressão (5) deve-se ao fato que todas as moléculas presentes na atmosfera afetam os níveis da molécula do CO_2 via colisões.

Um teste para as relações acima pode ser feito com a evolução da temperatura da Terra nestas últimas décadas devido a ação humana. Usando-se as equações (2), (3) e (5), a variação da temperatura causada por uma variação da pressão parcial do CO_2 é dada por

$$\frac{\Delta T_S}{T_S} = \frac{1}{8} \frac{\tau_0}{1 + \tau_0/2} \frac{\Delta pCO_2}{pCO_2} \approx 0,10 \frac{\Delta pCO_2}{pCO_2} \quad (6)$$

O coeficiente numérico é obtido a partir do valor da profundidade ótica requerida para o efeito estufa terrestre, isto é, $\tau_0 = 1,358$. Entre 1960 e 2000, a concentração do CO_2 variou de 317 ppmv a 368 ppmv, correspondendo a um aumento de 16%. Neste caso, a equação (6) prediz um aumento na temperatura de 1,6%, que concorda aproximadamente com a variação de 1,0% observada.

A estimativa da temperatura de um exoplaneta e, portanto, a consequente inferência da presença de água líquida na superfície e de sua consequente habitabilidade esbarra em uma dificuldade maior pois, para a maioria dos exoplanetas rochosos, não temos informações diretas sobre a presença ou não de uma atmosfera.

Com o início próximo das operações do telescópio espacial James Webb, tal situação deve evoluir. Espectros de exoplanetas tanto em transmissão como em reflexão deverão ser obtidos, permitindo a detecção de atmosferas, se existirem. Na região “azul” do espectro ($0,3 \mu m - 0,4 \mu m$), o espalhamento Rayleigh pode indicar um valor aproximado da pressão atmosférica enquanto que largas bandas de absorção por volta de $0,51 \mu m$ e $0,69 \mu m$ podem indicar a presença de vegetação. Por outro lado, a presença do vapor de água pode ser evidenciada por absorções no infravermelho nos comprimentos de onda $0,73 \mu m$, $0,82 \mu m$ e $0,93 \mu m$. A atividade vulcânica, além de importantes quantidades de vapor de água, gera dióxido de carbono que, como vimos anteriormente,

possui bandas no infravermelho as quais podem ser detectadas em espectros a serem obtidos pelo James Webb. O metano pode ser também detectado através de suas bandas em $0,54 \mu m$, $0,63 \mu m$, $1,6 \mu m$ e $2,3 \mu m$. Embora o metano possa ser produzido por vários mecanismos abióticos, sua produção por bactérias metanogênicas é outra possibilidade, sendo assim um importante indicador de possíveis formas de vida bacteriana no planeta considerado.

Embora existam modelos climáticos adaptados para o estudo de exoplanetas bastante sofisticados (ver, por exemplo, Refs. [15–18]), as conclusões deles extraídas ficam comprometidas pelo desconhecimento das propriedades da atmosfera tais como a pressão na superfície e composição química.

A maioria dos planetas rochosos deve, após algumas centenas de milhões de anos, ter perdido sua atmosfera primitiva, constituída essencialmente por hidrogênio e hélio. Além da perda via o mecanismo de Jeans, estrelas de tipo espectral M são particularmente ativas na sua juventude para injetar energia suficiente na atmosfera dos planetas próximos, acelerando sua perda. Assim, após 1-2 bilhões de anos, a atmosfera do planeta é provavelmente secundária, tendo como fontes a desgaseificação da crosta e o vulcanismo. Em outras palavras, as moléculas mais abundantes destas atmosferas secundárias devem ser o CO_2 , o vapor de água e, em menor quantidade o N_2 . Como a atividade tectônica depende da área da superfície, portanto do raio do planeta e como os planetas rochosos possuem uma relação massa vs raio, devemos esperar que, em primeira aproximação, a pressão atmosférica deve depender da massa do planeta M_P , isto é, $P \propto M_P^k$. Para estimar o expoente k , os autores da Ref. [15] consideraram que a massa da atmosfera é diretamente proporcional a massa do planeta, o que implica para a pressão

$$P \propto \frac{M_{atm} M_P}{R_p^4}. \quad (7)$$

Em seguida, tais autores adotaram uma relação massa versus raio da forma $M_p \propto R_p^{3,2}$, que permite a obtenção de uma relação pressão versus massa dada pela expressão $P \propto M_p^{0,75}$. Tal solução, se aplicada ao sistema solar, é certamente inadequada pois prediz para Marte uma pressão atmosférica da ordem de 190 mbar, duas ordens de grandeza superior ao valor observado.

Neste artigo descrevemos um procedimento empírico baseado nas informações existentes sobre atmosferas de corpos do sistema solar. Na Figura 1 é mostrada a variação da pressão atmosférica em função da massa de corpos como a Terra, Marte, Plutão e Tritão (o maior dos satélites de Netuno).

Utilizando estes quatro corpos do sistema solar obtém-se uma relação entre a massa da atmosfera M_{atm} e a massa do planeta M_p da forma $M_{atm} \propto M_p^{1,82}$. Não foram incluídos neste gráfico nem o planeta Vênus nem Titã, satélite de Saturno, pois possuem pressões anormalmente elevadas para suas massas, cujas causas não serão discutidas aqui. A hipótese da generalização da relação obtida pode ser criticada por várias razões tais como: o número reduzido de objetos na amostra (apenas quatro) e a desconsideração que tais corpos tiveram histórias geológicas distintas. Embora consciente destes aspectos discutíveis, iremos aqui adotar a relação em questão baseado em um “princípio” atribuído a Lorde Kelvin: “melhor um metro de meio metro do que nenhum metro”. A segunda diferença em relação ao tratamento da Ref. [15] concerne a relação massa vs raio. Utilizando somente planetas da classe I [19], mais os planetas do sistema solar (Vênus, Terra e Marte) e os sete planetas do sistema Trappist-1 [20], obtém-se uma relação massa vs raio da forma $M_p \propto R_p^{3,84}$. Em seguida, utilizando as relações obtidas e a Eq. (7) obtém-se que a pressão varia com a massa do planeta segundo $P \propto M_p^{1,87}$. Esta relação prediz uma pressão para Marte que difere apenas de um fator 3 do valor observado, o que é mais aceitável face aos objetivos deste artigo.

4 Habitabilidade do sistema Gliese 667C

O sistema estelar Gliese 667 (GJ 667) é constituído por três estrelas. Um par próximo, A e B, separados por uma distância aproximada de 12,6 u.a. e uma terceira componente C, que orbita em torno do par a uma distância da ordem de 230 u.a. A distância do sistema da Terra é de aproximadamente 6,9 pc, situando-o nas cercanias do sistema solar. As propriedades deste sistema estelar estão resumida na Tabela 1.

Em torno da componente C foi descoberto um sistema planetário onde apenas cinco planetas dos seis (ou sete?) anunciados na Ref. [21] foram

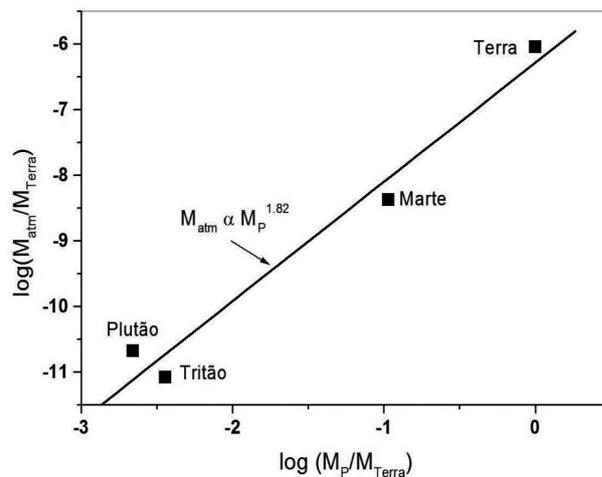


Figura 1: Relação entre a massa da atmosfera, estimada a partir da pressão na superfície, observada direta ou indiretamente, e a massa do planeta.

Tabela 1: Propriedades do sistema estelar GJ 667. A primeira coluna identifica a componente, a segunda e a terceira colunas indicam o tipo espectral e a temperatura efetiva enquanto que as duas últimas fornecem os valores das massas e luminosidades em unidades solares.

Componente	TSp	$T_{ef}(K)$	M/M_{\odot}	L/L_{\odot}
A	K3V	4430	0,73	0,47
B	K5V	4130	0,65	0,086
C	M1.5V	3590	0,33	0,0139

confirmados por subsequentes observações espectroscópicas. A estrutura deste sistema planetário é similar à do planeta Tatoine, onde teria nascido Luke Skywalker, herói descrito na série de filmes Guerra nas Estrelas, de George Lukas. As propriedades físicas dos 5 planetas confirmados e que constituem o sistema de GJ 667C são apresentadas na Tabela 2. As massas indicadas na coluna 2 são valores médios de diferentes análises listadas no catálogo de exoplanetas da NASA (<https://exoplanetarchive.ipac.caltech.edu/>), obtidas por observações espectroscópicas e limitadas pelo desconhecimento do ângulo de inclinação da órbita. Na ausência de observações de trânsitos, que permitiriam uma estimativa tanto da inclinação da órbita como do raio do planeta, admitiu-se que $\sin i = 1$ e usou-se a relação massa vs raio para planetas de classe I no cálculo dos valores dos raios dados na coluna 3. O conhecimento da massa e do raio permite uma estimativa da densidade média. Os valores são consistentes com os esperados para planetas rochosos do tipo “super-Terras” incluídos na classe

Tabela 2: Propriedades físicas do sistema GJ 667C. A primeira coluna identifica o planeta, as duas seguintes indicam a massa e o raio em unidades terrestres, a quarta coluna fornece a distância à estrela central em unidades astronômicas, a quinta e a sexta colunas indicam respectivamente a densidade média e a pressão atmosférica esperada, enquanto que a última coluna fornece a fração da massa do planeta constituindo o núcleo de Fe-Ni.

Planeta	$M_p \text{ sen } i/M_T$	R_p/R_T	$a(\text{u.a.})$	$\rho(\text{g/cm}^3)$	$P_{at}(\text{bar})$	M_c/M_p
b	5.64	1.55	0.0500	8.34	21,9	0.362
c	4.03	1.42	0.1245	7.75	12,1	0.383
f	2.70	1.28	0.1560	7.10	5,9	0.394
e	2.70	1.28	0.2130	7.10	5,9	0.394
g	4.60	1.47	0.5490	7.98	15,3	0.376

I. Modelos com duas camadas (núcleo de Fe-Ni e manto de silicatos) foram utilizados para estimar a massa do núcleo em relação a massa do planeta, dados na sétima coluna da Tabela 2.

A presença (ou não) de água nesses planetas depende da quantidade da mesma contida em minerais hidratados, a qual pode ser extraída para a formação de oceanos, via subducção e vulcanismo. No caso do sistema solar, a quantidade de água disponível em sais e/ou minerais hidratados pode ser estimada através dos meteoritos. Os meteoritos ferrosos, ricos em ferro, níquel e outros metais pesados, possuem menos de 0,01% de água em massa enquanto os condritos tipo E (enstatita) possuem entre 0,04% a 0,08% de água em massa. Ambas categorias devem ter sido formadas aquém da linha de água que, no sistema solar, situa-se aproximadamente a uma distância de 2,2 u.a. do Sol. Uma fração maior de água pode ser encontrada nos condritos ordinários (0.4%) e nos condritos carbonados (4-5 %), cuja origem situa-se além da linha da água. Os condritos carbonados tiveram certamente um papel importante na formação dos oceanos terrestres, pois a razão isotópica D/H da água presente nesses corpos é praticamente a mesma encontrada na Terra. Por outro lado, experiências de laboratório nas quais amostras de meteoritos do tipo condrito carbonados são aquecidas a 1470 K [22] indicam que o processo de desgaseificação simulado tem, em média, a seguinte composição: H_2O (66%), CO (18%), CO_2 (15%) e o restante constituído por H_2 e H_2S . Tais experiências confirmam que minerais hidratados presentes nestes blocos rochosos são uma importante fonte de água quando aquecidos suficientemente. Mais contundente ainda é a descoberta recente da Ref. [23] que, analisando alguns meteoritos do tipo condritos carbonados,

descobriram a presença de um fluido constituído por uma mistura de CO_2 e H_2O em inclusões nanométricas presentes nos cristais de calcita. Esta descoberta indica que tais corpos foram formados não somente além da linha de água mas também além da linha da “neve carbônica”.

No caso do sistema solar, o bombardeamento da Terra por tais meteoritos ricos em água e formados nas partes externas do disco protoplanetário foi possível graças a ação gravitacional dos planetas gigantes Júpiter e Saturno, bem como de seus movimentos migratórios através do disco protoplanetário. No entanto, no sistema GK 667C, até o presente, nenhum planeta gigante tipo Júpiter foi detectado. Neste caso, não se deve esperar que tenha havido um processo de difusão gravitacional dos pequenos corpos formados nos bordos externos do disco, ricos em água, para as regiões internas. Desta forma, uma questão prévia que deve ser respondida é a seguinte: os planetas presentes no sistema GJ 667C foram formados aquém ou além da linha de água? Para tanto, a adiábatica descrevendo o disco protoplanetário deve ser comparada com a variação da pressão de saturação do vapor de água com a temperatura. Para os interessados no cálculo detalhado, sugerimos a leitura do apêndice A7 da obra citada anteriormente [19], onde o método é aplicado para o sistema solar.

Sem entrar em maiores detalhes e apenas por uma questão de completeza, indicamos os passos mais importantes. A densidade projetada (gás + sólidos) do disco protoplanetário que deu origem ao sistema de GJ 667C pode ser modelizada pela expressão geral

$$\Sigma = \Sigma_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^n \tag{8}$$

onde $\Sigma_0 = 1,86 \times 10^4 \text{ g/cm}^3$ e o expoente vale $n =$

2,108 (parâmetros adequados para GJ 667C). A distancia de referência r_0 é tomada igual a 1 u.a. Com os valores em questão, a massa inicial do disco protoplanetário, com dimensões supostas entre 0,01 u.a. e 2,0 u.a. é da ordem de 26% da massa da estrela central. Nestas condições, pode-se mostrar que a pressão no centro do disco é dada por

$$P(r) = \Sigma_0 \left(\frac{GM_*}{2\pi r_0^3} \right)^{1/2} \times \left(\frac{kT_0}{\mu m_p} \right)^{1/2} \left(\frac{r_0}{r} \right)^{(4n+7)/4} \quad (9)$$

onde M_* é a massa de GJ 667C (ver Tabela 1) e T_0 é a temperatura do material do disco na distância de referência. Supondo-se que a temperatura resulta do equilíbrio radiativo obtém-se

$$T(r) = T_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^{1/2} \quad (10)$$

É preciso salientar-se que no cálculo da temperatura de referência deve-se utilizar a luminosidade inicial da estrela, 35% maior que o valor atual dado na Tabela 1. Neste caso, $T_0 = 103$ K.

A variação das pressões em função da temperatura é mostrada na Figura 2 onde, igualmente, estão localizados os planetas do sistema em suas posições atuais. Uma breve análise da Figura 2 indica que o cruzamento das curvas (linha da água) ocorre na temperatura $T = 390$ K, correspondente a uma distância de 0,07 u.a. Isto significa que a água pode se condensar somente para distâncias superiores 0,07 u.a. Pela figura constata-se que, com exceção do planeta b, o mais próximo da estrela central, os demais podem conter um manto rico em minerais hidratados e voláteis. Neste caso, considerando uma camada da ordem de 35 km do manto silicatado acima do magma, a água contida em silicatos hidratados presentes em cada planeta (c, f, e, g) representa uma quantidade média equivalente a 2,8 vezes a massa dos oceanos terrestres.

4.1 O clima nos planetas do sistema GJ 667C

A análise efetuada na seção anterior mostra que, excetuando-se o planeta b, os demais formaram-se além da linha de água o que significa que o manto pode incluir minerais hidratados e materiais voláteis condensados. A ausência

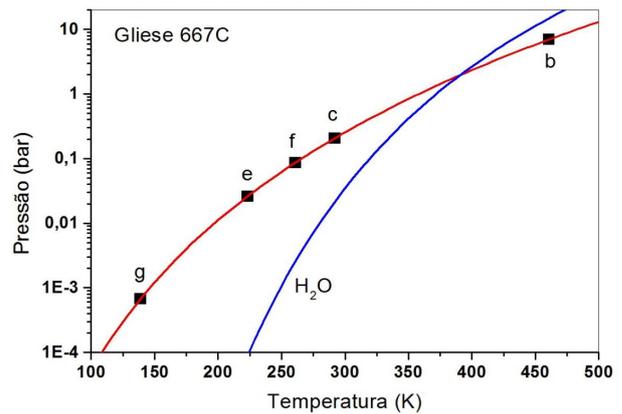


Figura 2: Determinação da linha de água no sistema GJ 667C. A curva azul corresponde a pressão de saturação do vapor de água enquanto que a vermelha corresponde a adiabática do disco protoplanetário. A posição dos planetas se encontra igualmente indicada.

de planetas gigantes gasosos no sistema planetário GJ 667C sugere que o planeta b, tendo sido formado aquém da linha de água, não foi provavelmente enriquecido por meteoritos do tipo condritos carbonados e deve ser desprovido de água.

Vamos admitir que os planetas rochosos do sistema GJ 667C possuam uma atmosfera secundária produzida pela desgaseificação da crosta e vulcanismo, sendo inicialmente rica em CO_2 , N_2 e vapor de água. Ao longo da evolução do planeta, a abundância do CO_2 é fortemente reduzida pela absorção de eventuais oceanos e pelo intemperismo continental ligado as reações de Urey. Após 1-2 bilhões de anos, a atmosfera será provavelmente dominada pelo N_2 e, em menor proporção, pelo CO_2 . Nestas condições, podemos supor que as atmosferas dos planetas rochosos de GJ 667C (talvez com exceção do planeta b, onde deve predominar o CO_2) sejam constituídas atualmente de N_2 , componente dominante e traços de CO_2 . Não podemos excluir que a emergência da vida tenha modificado a composição destas atmosferas, como o ocorrido com a Terra, que se enriqueceu em oxigênio devido a fotossíntese efetuada por cianobactérias.

As abundâncias do CO_2 atmosférico devem estar compreendidas entre um valor máximo e um mínimo definidos por: 1) acima do máximo forma-se uma atmosfera úmida saturada, que pode levar à perda total da água do planeta [16, 24]; 2) abaixo do mínimo o efeito estufa não consegue manter a água no estado líquido e a superfície do planeta permanece constantemente congelada.

Tabela 3: Clima em GJ667C c – a primeira coluna indica a cobertura oceânica considerada, a segunda e a terceira apresentam a temperatura média de equilíbrio e os valores correspondentes da pressão parcial do CO_2 para o modelo radiativo. A quarta e a quinta, idem para o modelo radiativo-convectivo.

Cobertura oceânica	T_s (K)	pCO_2 (bar)	T_s (K)	pCO_2 (bar)
30%	287	$1,22 \times 10^{-4}$	279	$7,08 \times 10^{-4}$
50%	288	$1,53 \times 10^{-4}$	280	$9,09 \times 10^{-4}$
70%	289	$2,66 \times 10^{-4}$	281	$1,28 \times 10^{-3}$

Dois modelos foram utilizados para o cálculo do efeito estufa. No primeiro, como descrito anteriormente, a atmosfera se encontra em equilíbrio radiativo e o efeito estufa é devido unicamente ao CO_2 . No segundo (modelo R-C), introduziram-se efeitos convectivos e tanto o vapor de água como o CO_2 contribuem agora para o efeito estufa.

A título de comparação, os perfis de pressão e de temperatura para as atmosferas da Terra e Gliese C c são mostrados na Figura 3. No caso da Terra, o modelo R-C computado é comparado com resultados dos valores padrões médios da atmosfera terrestre, podendo-se constatar um acordo razoável que viabiliza o modelo. Devido a maior massa de Gliese C c, a escala de altura da atmosfera é menor e a pressão na superfície é cerca de uma ordem de grandeza superior.

A modelagem do clima esperado para os planetas de Gliese C indica que:

- O planeta b, além de ter sido (provavelmente) formado aquém da linha de água, encontra-se muito próximo da estrela e, como consequência, sua temperatura resulta ser bastante elevada, podendo superar 383 K, valor de equilíbrio. Assim, o efeito estufa vai produzir temperaturas mais elevadas, criando um ambiente inóspito para a vida. Mesmo que o planeta fosse provido inicialmente de oceanos, a atmosfera estaria saturada de vapor de água devido as altas temperaturas, o que causaria a perda da mesma por fotodissociação [25].
- Os planetas f, e, g possuem temperaturas de equilíbrio respectivamente iguais a 217 K, 186 K e 138 K. Tais valores são extremamente baixos e o efeito estufa é incapaz de elevar a temperatura acima de 273 K, devido ao fato que a atmosfera ao se tornar opaca à radiação infravermelha atinge um limite, não mais produzindo uma temperatura mais elevada em função de aumentos

na concentração dos gases do efeito estufa. Desta forma, estes planetas devem possuir uma crosta gelada, constituída de água e de voláteis como a amônia. Nestas condições, estes planetas possuem ambientes inapropriados para a existência de vida.

- O planeta c é o único que poderia desenvolver um ambiente propício à vida. Sua temperatura de equilíbrio é $T_{eq} = 243$ K e o efeito estufa pode aumentar tal valor até 290 K, suficiente para manter a água no estado líquido. Por outro lado, a pressão parcial do CO_2 atmosférico é controlada pelo ciclo do carbono via reações de Urey, que garantem a estabilidade do clima. Supondo-se um estado de equilíbrio entre os mecanismos de produção, captura e/ou de fixação do carbono [vide Eq. (1)], temos uma relação adicional entre a pressão parcial do CO_2 e a temperatura da superfície, como mostrado na Figura 4.

No cálculo da variação da temperatura devida ao efeito estufa, como mencionado antes, foram utilizados o modelo simples de atmosfera em equilíbrio radiativo, adotando-se um albedo $A = 0,35$ (curva em bordô na Figura 3). Para o modelo radiativo-convectivo (curva em laranja na Figura 3) foi considerado um fluxo de evapotranspiração igual a $H = 40$ W/m². Na Terra, tal fluxo é estimado como sendo da ordem de 77-80 W/m². A coluna média de água precipitável é aproximadamente 2,5 kg/m², cerca de uma ordem de grandeza inferior ao valor terrestre. Isto se explica pelo fato que a pressão atmosférica em GJ 667C c foi estimada em cerca de 12 vezes a pressão da atmosfera da Terra, o que reduz a taxa de evaporação.

Para o cálculo do ciclo do carbono foram usadas as expressões das Refs. [10, 14] para o intemperismo continental e oceânico respectivamente. A taxa de produção do CO_2 no planeta c foi

estimada redimensionando a taxa terrestre pela razão das superfícies, no que resulta $V = 665$ Mt/ano. Três valores para a superfície oceânica foram considerados: 70%, isto é, um planeta similar à Terra, um caso intermediário (50%) e um caso de uma grande massa continental, correspondendo a uma cobertura oceânica de apenas 30%. É preciso salientar-se que os cálculos acima correspondem a um planeta abiótico. Se a vida eventualmente emergiu no planeta c devido as condições favoráveis, a presença de uma eventual vegetação vai certamente aumentar a fixação do CO_2 no solo que, no caso da Terra, pode produzir uma concentração cerca de 10-100 vezes maior que à da atmosfera [26]. Isto implica que a vegetação acelera o intemperismo, diminuindo a temperatura da superfície e a pressão parcial do CO_2 atmosférico.

A interseção das curvas do ciclo do carbonossilicato com as do efeito estufa definem condições de equilíbrio do clima e três situações básicas podem ocorrer [27]: 1) as curvas do efeito estufa e do intemperismo se cruzam acima do ponto de congelamento. Esta situação é estável e a água permanece no estado líquido (caso do planeta c); 2) a curva do efeito estufa é incapaz de ultrapassar o ponto de congelamento e um estado de glaciação se estabelece (caso dos planetas f, e, g); 3) a curva do efeito estufa e do ciclo do carbonossilicato se cruzam abaixo mas nas vizinhanças do ponto de congelamento. Esta situação é instável e períodos de glaciação se alternam com períodos nos quais a água existe na forma líquida, graças a ciclos de temperatura ligeiramente abaixo e acima do ponto de congelamento. A habitabilidade nestas condições é controversa e uma discussão desta questão pode ser encontrada na Ref. [12], ou Ref. [28].

Na Tabela 3 estão resumidas as condições climáticas esperadas para GJ 667C c. Notar que em todos os casos a pressão atmosférica é idêntica e igual a 12,1 bar, conforme a relação de redimensionamento discutida anteriormente. Notar que a gravidade neste planeta é cerca de duas vezes o valor terrestre, implicando em uma escala de altura para a atmosfera de apenas 4,3 km.

Os valores mostrados na Tabela 3 indicam que o clima de GJ667C c é similar ao terrestre, embora mais frio e muito mais seco, como mencionado anteriormente. Deve-se mencionar que as soluções para o modelo R-C implicam em tempe-

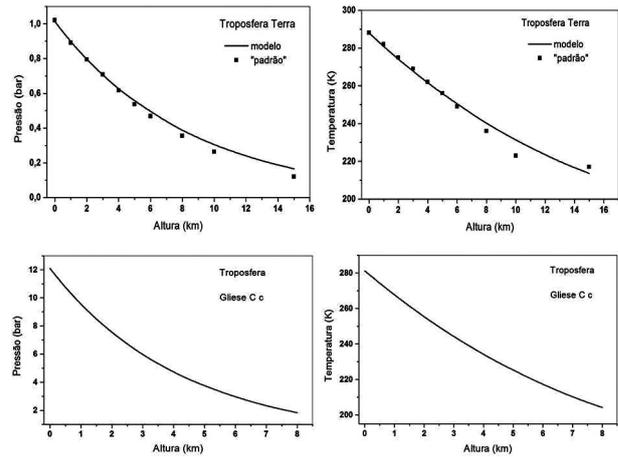


Figura 3: Na parte superior da figura são mostrados os perfis calculados com o modelo R-C para a pressão e para a temperatura da Troposfera terrestre. Os quadrados indicam valores médios do modelo padrão para a atmosfera da Terra. Na parte inferior, os mesmos perfis calculados para a Troposfera de GlieseC c.

raturas mais baixas e pressões parciais de CO_2 mais elevadas, o que parece contrariar o esperado pelo efeito estufa. No entanto, a eficiência do sequestro do CO_2 atmosférico pelo intemperismo associado ao ciclo do carbonossilicato decresce com a temperatura, resultando em uma pressão parcial do CO_2 mais elevada em condições de equilíbrio, explicando o aparente paradoxo.

5 Conclusões

O objetivo deste curto artigo é esclarecer o significado de “habitabilidade” de um planeta bem como o da chamada “zona de habitabilidade” de um sistema planetário. De forma geral, a habitabilidade de um planeta está relacionada com a presença de água líquida na sua superfície durante escalas de tempo geológicas [29]. Esta condição é afetada por diferentes fatores que, entre outros, podemos mencionar: 1) o tipo da estrela central e o período orbital, que condicionam a irradiação recebida pelo planeta; 2) a rotação e a inclinação do seu eixo, que afetam a redistribuição da energia recebida e, finalmente, 3) a presença de uma atmosfera. A pressão atmosférica é um fator preponderante na determinação do estado termodinâmico da água na superfície, enquanto que sua circulação longitudinal e meridional, bem como a presença de gases responsáveis pelo efeito estufa são fundamentais na ca-

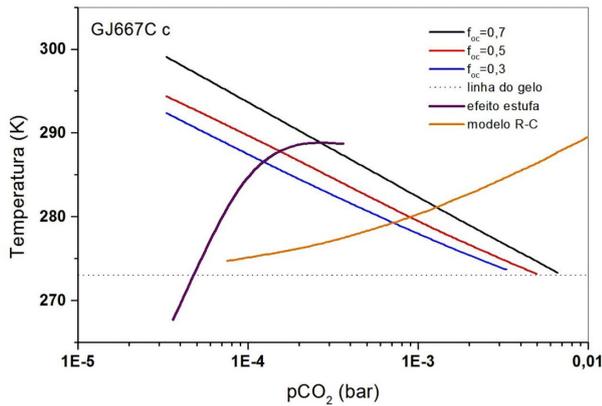


Figura 4: Clima de GJ 667C c – as curvas em negro, vermelho e azul mostram a variação da temperatura com a pressão parcial do CO_2 devido ao ciclo do carbono-silicato, para diferentes valores da fração oceânica que cobre a superfície do planeta. As curvas em bordô (modelo radiativo) e em laranja (modelo radiativo-convectivo) mostram a mesma variação devido ao efeito estufa. A linha horizontal pontilhada indica a temperatura de congelamento da água.

racterização do clima. Planetas com temperaturas médias superiores a 355 K dificilmente desenvolverão formas de vida [18]. A estabilidade do clima em escalas geológicas é garantida pelo ciclo do carbono-silicato, desde que o planeta possua uma atividade tectônica. Esta representa uma fonte importante de CO_2 através de processos de desgaseificação em falhas da crosta e de vulcanismo, enquanto a subducção transporta para o manto interno rochas que sofreram intemperismo e que consomem o CO_2 da atmosfera via reações de Urey [30, 31].

Nestas condições, a chamada “zona habitável” de um dado sistema planetário é determinada em função de um modelo climático. A zona interna corresponde a uma atmosfera onde os gases do efeito estufa conduzem a um embalamento da temperatura e a consequente perda da água do planeta. Por outro lado, além da zona externa, a água se congela independentemente da concentração dos gases do efeito estufa [32]. Outras abordagens são possíveis como aquela adotada na Ref. [15], onde o efeito estufa na zona interna é dominado pelo vapor de água e pelo CO_2 na zona externa.

Neste artigo foram consideradas atmosferas secundárias dominadas pelo N_2 , sendo o CO_2 uma componente residual. Modelos 1-D de atmosferas, como os descritos neste artigo, permitem calcular a distribuição vertical da temperatura na Troposfera, que depende da pressão na superfície,

da aceleração gravitacional do planeta, da radiação estelar incidente e do albedo total (atmosfera + solo) do planeta. Modelos incluindo processos convectivos e fluxos de evapotranspiração são mais realistas, enquanto que a estabilidade do clima resultante depende do ciclo do carbono-silicato, modelizado aqui pela abordagem simples das Refs. [11, 14].

Os modelos climáticos aqui considerados foram aplicados ao sistema planetário presente em torno da estrela Gliese 667C, constituído por 5 planetas rochosos do tipo “super-Terra”. Uma estimativa da linha de água do disco protoplanetário permite afirmar que, mesmo sem uma migração inicial importante, os planetas c, f, e, g devem possuir um manto com minerais hidratados contendo uma porcentagem em água, da ordem de 4,7% em massa. Isto é suficiente para que a camada acima do magma produza oceanos na superfície do planeta através da subducção de placas, seguida de processos de desgaseificação e vulcanismo. O planeta b, o mais próximo atualmente da estrela central, se não migrou de forma significativa, deve ter sido formado aquém da linha de água e provavelmente deve possuir um manto pobre em minerais hidratados, privando o planeta de uma fonte importante de água. Some-se as temperaturas elevadas esperadas devido sua proximidade da estrela, é provável que este planeta não tenha condições favoráveis a emergência e ao desenvolvimento da vida. Por outro lado, o efeito estufa é incapaz de elevar a temperatura dos planetas f, e, g acima do ponto de congelamento e estes planetas devem possuir uma superfície permanentemente congelada, imprópria para a vida.

O planeta c é uma exceção. O efeito estufa pode elevar a temperatura o suficiente para manter a água no estado líquido na superfície e o ciclo do carbono-silicatos garante a estabilidade do clima, condição necessária para que a vida se desenvolva. A presença de vida neste planeta pode alterar o clima, seja modificando a composição química da atmosfera, seja alterando o intemperismo, pois a presença de uma vegetação aumenta a concentração do CO_2 no solo, mas estas questões fogem aos objetivos do presente artigo.

Futuras observações com o telescópio especial James Webb poderão colocar em evidência a presença (ou não) de atmosferas nestas “super-Terras”, bem como apresentar indícios concretos sobre a habitabilidade destes mundos.

Sobre o autor

José Antônio de Freitas Pacheco (pacheco@oca.eu) é Professor Emérito do Observatoire de la Côte d'Azur (OCA), na França. Formado na Universidade de São Paulo (USP), foi diretor do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP, do Observatório Nacional, e do próprio OCA. Membro da Academia Brasileira de Ciências, foi agraciado com a medalha do Mérito Científico do Governo Brasileiro. Possui mais de 200 artigos científicos publicados, tendo sido orientador de mais de 20 doutorandos, tanto no Brasil quanto na Europa. Autor do livro *Vida no Universo*, publicado pela EDUSP.

Referências

- [1] N. R. Pace, *The universal nature of biochemistry*, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* **98**(3), 805 (2001).
- [2] T. Shi et al., *Characterization of viable bacteria from siberian permafrost by 16S rDNA sequencing*, *Microb. Ecol.* **33**(3), 169 (1997).
- [3] R. J. Cano e M. K. Borucki, *Revival and identification of bacterial spores in 25- to 40-million-year-old dominican amber*, *Science* **268**(5213), 1060 (1995).
- [4] R. Pascal, *Suitable energetic conditions for dynamic chemical complexity and the living state*, *J. Syst. Chem.* **3**(1), 3 (2012).
- [5] K. I. Cunningham et al., *Bacteria, fungi and biokarst in lechuguilla cave, carlsbad caverns national park, new mexico*, *Environ. Geol.* **25**(1), 2 (1995).
- [6] R. Cavicchioli, *Extremophiles and the search for extraterrestrial life*, *Astrobiology* **2**(3), 281 (2002).
- [7] C. T. Unterborn et al., *Inward migration of the TRAPPIST-1 planets as inferred from their water-rich compositions*, *Nat. Astron.* **2**(4), 297 (2018).
- [8] G. A. L. Coleman et al., *Pebbles versus planetesimals: the case of Trappist-1*, *Astron. Astrophys.* **631**, A7 (2019).
- [9] F. Masset e M. Snellgrove, *Reversing type II migration: resonance trapping of a lighter giant protoplanet*, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **320**(4), L55 (2001).
- [10] B. J. Foley, *The role of plate tectonic-climate coupling and exposed land area in the development of habitable climates on rocky planets*, *The Astrophysical Journal* **812**(1), 36 (2015).
- [11] K. Menou, *Climate stability of habitable Earth-like planets*, *Earth Planet. Sci. Lett.* **429**, 20 (2015).
- [12] J. Haqq-Misra et al., *Limit cycles can reduce the width of the habitable zone*, *Astrophys. J.* **827**(2), 120 (2016).
- [13] T. Gerlach, *Volcanic versus anthropogenic carbon dioxide*, *Eos, Transactions American Geophysical Union* **92**(24), 201 (2011).
- [14] R. A. Berner, *GEOCARB II; a revised model of atmospheric CO₂ over phanerozoic time*, *Am. J. Sci.* **294**(1), 56 (1994).
- [15] R. K. Kopparapu et al., *Habitable zones around main-sequence stars: Dependence on planetary mass*, *Astrophys. J. Lett.* **787**(2), L29 (2014).
- [16] R. kumar Kopparapu et al., *Habitable moist atmospheres on terrestrial planets near the inner edge of the habitable zone around m dwarfs*, *The Astrophysical Journal* **845**(1), 5 (2017).
- [17] A. D. D. Genio et al., *Albedos, equilibrium temperatures, and surface temperatures of habitable planets*, *The Astrophysical Journal* **884**(1), 75 (2019).
- [18] E. T. Wolf et al., *Constraints on climate and habitability for Earth-like exoplanets determined from a general circulation model*, *The Astrophysical Journal* **837**(2), 107 (2017).
- [19] J. A. de Freitas Pacheco, *Vida no Universo* (EDUSP, São Paulo, 2020).
- [20] E. Agol et al., *Refining the transit-timing and photometric analysis of TRAPPIST-1: Masses, radii, densities, dynamics, and*

- ephemerides*, *The Planetary Science Journal* **2**(1), 1 (2021).
- [21] G. Anglada-Escudé et al., *A dynamically-packed planetary system around GJ 667C with three super-earths in its habitable zone*, *Astron. Astrophys.* **556**, A126 (2013).
- [22] M. A. Thompson et al., *Composition of terrestrial exoplanet atmospheres from meteorite outgassing experiments*, *Nat. Astron.* **5**(6), 575 (2021).
- [23] A. Tsuchiyama et al., *Discovery of primitive CO₂-bearing fluid in an aqueously altered carbonaceous chondrite*, *Sci. Adv.* **7**(17) (2021).
- [24] E. W. Schwieterman et al., *A limited habitable zone for complex life*, *The Astrophysical Journal* **878**(1), 19 (2019).
- [25] D. S. Abbot, N. B. Cowan e F. J. Ciesla, *Indication of insensitivity of planetary weathering behavior and habitable zone to surface land fraction*, *The Astrophysical Journal* **756**(2), 178 (2012).
- [26] L. R. Kump, J. F. Kasting e R. G. Crane, *The Earth system: Pearson new international edition* (Pearson Education, Londres, 2013), 3^a ed.
- [27] N. E. Batalha et al., *Climate cycling on early Mars caused by the carbonate-silicate cycle*, *Earth Planet. Sci. Lett.* **455**, 7 (2016).
- [28] A. Paradise et al., *Habitable snowballs: Temperate land conditions, liquid water, and implications for CO₂ weathering*, *J. Geophys. Res. Planets* **124**(8), 2087 (2019).
- [29] M. H. Hart, *Habitable zones about Main Sequence Stars*, *Icarus* **37**(1), 351 (1979).
- [30] G. Gonzalez, *The galactic habitable zone: Galactic chemical evolution*, *Icarus* **152**(1), 185 (2001).
- [31] J. F. Kasting e D. Catling, *Evolution of a habitable planet*, *Annu. Rev. Astron. Astrophys.* **41**(1), 429 (2003).
- [32] J. F. Kasting, D. P. Whitmire e R. T. Reynolds, *Habitable zones around Main Sequence Stars*, *Icarus* **101**(1), 108 (1993).